

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE CIENCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS

CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

**ORIGEM E EVOLUÇÃO  
DA PLANÍCIE DO CAMPO DE  
ARAÇATUBA**

PALHOÇA - SC

*MAGALY MENDONÇA*

Orientador: Prof. Dr. JOAO JOSÉ BIGARELLA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos  
Naturais

Florianópolis, SC.

maio, 1991

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE CIENCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS

CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

ORIGEM E EVOLUÇÃO DA PLANICIE DO CAMPO DE ARAÇATUBA

PALHOÇA - SC

MAGALY MENDONÇA

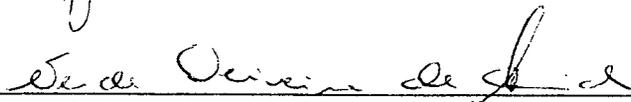
Dissertação submetida ao curso de Mestrado em Geografia, Area de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Departamento de Geociências, do Centro de Ciências Humanas da UFSC, em cumprimento parcial dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

APROVADA PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM 10 /05/ 1991.

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. João José Bigarella Orientador

\_\_\_\_\_  
Profª Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray Membro

  
\_\_\_\_\_  
Profª Ms. Gerusa Maria Duarte Membro

  
\_\_\_\_\_  
Profª Ms. Neide de Oliveira Almeida Membro/  
Suplente

Florianópolis, SC.  
maio, 1991

Para a realização deste trabalho tive a inestimável colaboração, intelectual e braçal, de Heitor Kamigashima (esposo) e Sandro Mendonça (irmão).

A Terukichi e Setsu Kamigashima  
, pela acolhida carinhosa durante a  
' fase de redação deste trabalho.

## **AGRADECIMENTOS**

Toda realização é fruto de um esforço coletivo que o autor dirige. Sou muito grata a todos que me acompanharam e auxiliaram durante a gestação deste trabalho. Muito obrigada. Na impossibilidade de citar a todos, registro aqui meus agradecimentos especiais:

Ao orientador, Prof. Dr. João José Bigarella pela confiança, incentivo e experiência transmitida.

Ao CNPq e Capes pelos auxílios recebidos.

A coordenadoria do curso, em especial aos Professores Luis Fernando Scheibe e Odair Gercino da Silva, que durante suas gestões, acolheram as solicitações feitas, sempre intervindo para a conclusão deste trabalho.

As professoras Gerusa Maria Duarte, Dolores Maria Buss e Neide de Oliveira Almeida, pelos ensinamentos, amizade, apoio e compreensão, principalmente na fase final de realização deste.

Ao Prof. Armen Mamigonian, amigo, que além do incentivo e experiência transmitida, colaborou no transporte das amostras de sedimentos para São Paulo, empenhando-se na agilização das análises.

A Lúcia Herrmann e Gilberto dos Santos, colegas de curso e amigos, que colaboraram em diferentes fases do trabalho.

A Zacarias Lima pela arte que emprestou no desenho dos perfis e mapa geomorfológico.

A Tia Vane, entre outras tantas coisas, pelo empréstimo de sua casa, base de apoio para os trabalhos de campo.

A Marione Vieira pelo apoio nas atividades diárias.

A Eletrosul, que através dos colegas da DELT concedeu liberação para os trabalhos de campo e inicialização no uso do computador.

A SEPLAN (Secretaria de Planejamento), que através dos colegas Cesar de Melo Cardoso, Amilton do Nascimento e Isa de Oliveira Rocha, cedeu grande parte do material cartográfico.

Ao laboratório de Sedimentologia do Instituto Oceanográfico da USP, nas pessoas da Profª Beatriz, Clodoaldo e Maria Helena.

Aos professores e colegas do mestrado que contribuíram com experiência, incentivo e exemplo.

A minha família pelo incentivo, compreensão e apoio.

## SUMARIO

1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - METODOLOGIA.....	4
3 - ETAPAS DE TRABALHO.....	6
3.1 - De Campo.....	6
3.2 - De Laboratório.....	6
3.3 - De Gabinete.....	7
A - Base cartográfica.....	7
B - Fotointerpretação.....	7
C - Mapeamento.....	7
D - Representação gráfica.....	8
E - Pesquisa bibliográfica.....	9
F - Redação final.....	9
4 - LEVANTAMENTO BIBLIOGRAFICO ABRANGENDO A AREA DE ESTUDO....	10
5 - CARACTERIZAÇÃO GERAL DA AREA.....	12
6 - GEOLOGIA	
6.1 - Embasamento Pré-Cambrianas/Eo-Paleozóicas.....	18
6.2 - Depósitos Quaternários.....	19
7 - GEOMORFOLOGIA	
7.1 - Serra Litorânea.....	22
7.2 - Planície Costeira.....	23
7.2.1 - Planície marinha	
7.2.1.1 - Praias.....	24
7.2.1.2 - Feixes de restinga.....	24
7.2.1.3 - Dunas.....	25
7.2.1.4 - Rampas de dissipação.....	26
7.2.2 - Planície fluvial	
7.2.2.1 - Leques aluviais.....	27
7.2.2.2 - Terraços.....	29
7.2.2.3 - Rampas colúvio-aluviais.....	30
7.2.2.4 - Planície de inundação.....	30
8 - AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E PROCESSOS	
8.1 - Marinheiros	
8.1.1 - Considerações sobre o transporte.....	33
8.1.1.1 - Ondas.....	35
8.1.1.1.1 - Energia das ondas junto à praia.....	37
8.1.1.1.2 - Tipos de ondas	
A - Ondas de águas profundas.....	37
B - Ondas de águas rasas.....	38
C - Ondas de oscilação e ondas de translação.....	38
D - Arrebentação e surfe.....	39
E - Refração das ondas.....	39

8.1.1.1.3 - O trabalho das ondas.....	40
8.1.1.2 - Marés.....	42
8.1.1.3 - Correntes litorâneas	
8.1.1.3.1 - Tipos de correntes.....	44
8.1.2 - Ambiente praial	
8.1.2.1 - Praia	
8.1.2.1.1 - Generalidades.....	47
8.1.2.2 - Perfil de equilíbrio.....	48
8.1.2.3 - Morfologia praial.....	50
A - Estirâncio.....	51
B - Pós-praia.....	52
C - Ante-praia.....	52
D - Feições erosivas e construtivas na ante-praia.....	53
E - Bancos de areia, barras e barreiras.....	53
F - Cúspides praias.....	54
G - Buracos de areia ou domos de areia cavernosa.....	55
H - Marcas de espraiamento.....	55
I - Marcas de fluxo.....	56
J - Marcas de ondulação.....	56
L - Berma.....	57
8.1.2.4 - Caracteres texturais.....	57
8.1.2.6 - Gradiente praial.....	60
8.1.2.7 - Ciclos praias.....	61
8.2 - Eólico	
8.2.1 - Erosão pelo vento.....	63
8.2.2 - Considerações sobre o trabalho do vento.....	64
8.2.2.1 - Modalidades de transporte.....	64
8.2.2.2 - A movimentação de areia.....	67
8.2.3 - A deposição pelo vento.....	68
8.2.4 - A formação de dunas.....	68
8.2.5 - Movimentação das dunas.....	71
8.2.6 - Morfologia do ambiente eólico.....	71
8.2.6.1 - Dunas.....	72
8.2.6.1.1 - Tipos de dunas.....	73
8.2.6.2 - Ante-dunas.....	77
8.2.6.3 - Cordão praial-dunar.....	77
8.2.6.4 - Marcas de ondulação.....	78
8.2.7 - Sedimentologia	
8.2.7.1 - Estruturas sedimentares.....	81
8.2.7.1.1 - Significado da estratificação cruzada.....	83
8.2.7.1.2 - Estruturas de ante-dunas.....	84
8.2.7.1.3 - Estruturas de áreas interdunares.....	84
8.2.7.1.4 - Estruturas de superfícies truncadas.....	85
8.2.7.1.5 - Acamamento contorcido.....	85
8.2.7.1.6 - Dunas costeiras com acamamento contorcido.....	85
8.2.7.1.7 - Descrição de estruturas deformacionais.....	86
8.2.7.1.8 - Estruturas deformacionais de cordão praial-dunar.....	87
8.2.7.1.9 - Interpretação do acamamento contorcido.....	87
8.2.7.2 - Mudanças pós-deposicionais na morfologia e textura de dunas.....	88
8.2.8 - Padrão de vento deduzido da morfologia das dunas e estrutura interna.....	88
8.2.8.1 - Cinturões de ventos.....	90
8.2.8.2 - Paleoventos.....	90
8.2.8.3 - Análise da orientação de dunas e estratificação cruzada no sul do Brasil.....	91

8.3 - Fluvial	
8.3.1 - Hidrologia	
8.3.1.1 - O rio.....	93
8.3.2 - Conceitos fisiográficos fundamentais	
8.3.2.1 - Padrões de drenagem.....	94
8.3.2.2 - Classificação genética dos rios.....	94
8.3.2.3 - Classificação geométrica dos padrões de drenagem.....	95
8.3.2.4 - Classificação segundo o padrão de escoamento.....	96
8.3.2.5 - Leis da organização de uma rede de drenagem.....	99
8.3.2.6 - Padrões de canais.....	99
8.3.3 - Dinâmica da água corrente	
8.3.3.1 - Conceitos básicos.....	102
8.3.3.2 - Competência, capacidade e carga de transporte.....	105
8.3.3.3 - Tipos de movimento e energia da água corrente.....	107
8.3.3.4 - Distribuição da velocidade e turbulência.....	108
8.3.3.5 - Perfil longitudinal dos rios.....	110
8.3.3.6 - Tipos de transporte.....	110
8.3.3.7 - Velocidade de decantação das partículas.....	111
8.3.3.8 - Transporte seletivo das partículas.....	112
8.3.4 - Atividades morfológicas das correntes	
8.3.4.1 - Relações entre regime de fluxo e forma de leito....	113
8.3.4.2 - Regimes de fluxo.....	113
8.3.4.3 - Formas de leito.....	115
8.3.4.4 - Estratificação originada pela migração das formas de leito	
8.3.4.4.1 - Classificação da estratificação cruzada	
A - Estratificação cruzada.....	116
B - Estratificação paralela e horizontal.....	117
C - Superfície de reativação.....	118
8.3.4.5 - Descrição das formas de leito	
A - Camada plana sem movimentação.....	119
B - Micro-ondulações.....	119
C - Macro-ondulações.....	120
D - Camada plana com movimentação de sedimento.....	120
E - Antidunas.....	121
8.3.5 - Processos de erosão fluvial e formação de terraços fluviais	
8.3.5.1 - Processos de erosão.....	121
8.3.5.1.1 - Desenvolvimento de canais e vales.....	122
8.3.5.2 - Formação de terraços fluviais.....	123
8.3.5.3 - Planície de inundação.....	126
8.3.6 - Processos Sedimentares fluviais.....	129
8.3.6.1 - Formação de barras de meandros.....	130
8.3.6.2 - Barras laterais.....	131
8.3.6.3 - Transbordamento.....	132
8.3.6.4 - Rompimento de diques naturais.....	132
8.3.6.5 - Abandono e preenchimento de canal.....	133
8.3.6.6 - Formação de barras de corredeiras.....	134
8.3.6.7 - Anastomosamento fluvial.....	134
8.3.7 - Sedimentos de origem fluvial	
8.3.7.1 - Sedimentos de vales aluviais.....	135
8.3.7.1.1 - Depósitos de canal	
A - Depósitos residuais de canal.....	136
B - Depósitos de barras de meandro.....	139
C - Depósitos de barras de corredeiras.....	139
D - Depósitos de barras longitudinais e transversais.....	140
E - Barras de canal e depósitos de rios anastomosados.....	140

8.3.7.1.2 Depósitos de Transbordamento	
A - Diques naturais.....	141
B - Depósitos de bacias de inundação.....	143
C - Depósitos de planície de inundação.....	144
D - Estruturas convolutas.....	145
8.3.7.1.3 Depósitos transicionais	
A - Depósitos de rompimento de diques.....	146
8.3.7.1.4 Depósitos de preenchimento de canal.....	146
8.3.7.1.5 Depósitos de leques aluviais.....	147
A - Depósitos de corridas de detritos.....	149
B - Depósitos residuais.....	149
C - Depósitos transicionais.....	150
D - Sedimentos subaquáticos.....	150

## 9 - ASPECTOS PEDOLOGICOS E FITOGEOGRAFICOS

9.1 - Tipos de Solos.....	152
A - Solos podzólicos vermelho-amarelo.....	153
B - Solos cambissolos.....	153
C - Solos litólicos.....	154
D - Afloramentos rochosos.....	154
E - Podzol.....	155
F - Areias quartzosas.....	155
G - Solos indiscriminados de mangue.....	156
H - Dunas.....	156
I - Solos hidromórficos gleyzados.....	156
9.2 - Características da Cobertura Vegetal	
9.2.1 - Cobertura vegetal.....	157
9.2.1.1 - Area das formações florestais	
A - Mata primitiva.....	159
B - Vegetação secundária.....	162
9.2.1.2 - Area das formações pioneiras	
A - Vegetação de praia (Ante-dunas).....	164
B - Vegetação de dunas (móvel e semi-fixa).....	165
C - Vegetação de restinga (cordões litorâneos e dunas fixas).....	166
D - Vegetação do manguezal.....	167
E - Vegetação das rochas.....	168
F - Vegetação das planícies quaternárias.....	169

## 10 - ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS

10.1 - Caracteres Texturais	
10.1.1 - Análise mecânica.....	171
10.1.2 - Representação gráfica.....	175
10.1.3 - Classificação e nomenclatura.....	176
10.1.4 - Medidas de tendência central.....	177
10.1.5 - Medidas de dispersão.....	179
10.1.6 - Medidas de assimetria e curtose.....	180
10.1.7 - Correlação entre os parâmetros	
10.1.7.1 - Correlação entre diâmetro médio e seleção.....	182
10.1.7.2 - Correlação entre diâmetro médio e assimetria.....	184
10.1.7.3 - Correlação entre diâmetro médio e curtose.....	187
10.1.7.4 - Correlação entre desvio padrão e assimetria.....	188
10.1.7.5 - Correlação entre assimetria e curtose.....	189
10.1.7.6 - Diagramas tridimensionais de correlação.....	191

10.2 - Estruturas Sedimentares	
10.2.1 - Considerações gerais.....	191
10.2.1.1 - Ambiente fluvial.....	192
10.2.1.2 - Rampas colúvio-aluvionares.....	193
10.2.1.3 - Estruturas de dissipação.....	193
<b>11 - PALEOGEOGRAFIA</b>	
11.1 - Quaternário.....	247
11.1.1 - Variações climáticas.....	248
11.1.2 - Variação do nível do mar.....	249
11.1.2.1 - Transgressões e regressões.....	251
11.1.2.2 - Curvas de variação do nível do mar.....	252
11.2 - Evolução das Vertentes.....	255
11.3 - Paleogeografia da Area de Estudo.....	257
<b>12 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>262</b>
<b>13 - REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....</b>	<b>265</b>

## FIGURAS

4. 1 - Localização da área de estudo.....	13
6. 1 - Coluna estratigráfica da área estudada.....	20
7. 1 - Bloco-diagrama da Serra do Tabuleiro.....	32
8. 1 - Representação esquemática da hidrodinâmica litorânea... 34	
8. 2 - Correntes litorânea, sagital e costeira.....	46
8. 3 - Tipos de perfis de praia.....	49
8. 4 - Terminologia adotada.....	50
8. 5 - Classificação genética dos rios.....	95
8. 6 - Padrão de drenagem dendrítica.....	96
8. 7 - Padrão de drenagem retangular dendrítico.....	97
8. 8 - Padrão de drenagem pinado.....	97
8. 9 - Padrão de drenagem em treliça.....	97
8.10 - Padrão de drenagem retangular em ângulo reto.....	97
8.11 - Padrão de drenagem paralela.....	98
8.12 - Padrão de drenagem radial centrífugo.....	98
8.13 - Padrão de drenagem radial centrípeto.....	98
8.14 - Padrão de drenagem anelar.....	98
8.15 - Padrão de canal retilíneo.....	100
8.16 - Repr. esquem. de canal anastomosado.....	100
8.17 - Padrão de canal meandrante.....	100
8.18 - Gráfico de Hjulstrom.....	105
8.19 - Distribuição da velocidade e turbulência em canais... 109	
8.20 - Padrões de fluxo em meandros.....	109
8.21 - Modificações das propriedades dos sedimentos.....	112
8.22 - Tipos de forma de leito.....	113
8.23 - Formas de leito em função da granulometria e energia da corrente.....	114
8.24 - Tipos fundamentais de estratificação cruzada.....	117
8.25 - Principais tipos de estratificação cruzada.....	117
8.26 - Estratificação paralela e horizontal.....	117
8.27 - Superfície de reativação.....	118
8.28 - Estratificação cruzada de grande porte.....	118
8.29 - Lineações de partição.....	119

8.30	- Terraços fluviais.....	123
8.31	- Tipos de terraços fluviais.....	124
8.32	- Processos sedimentares e fácies fluviais.....	129
8.33	- Tipos de abandono de canal.....	133
8.34	- Barras de meandro.....	137
8.35	- Seqüência ideal com decréscimo ascendente da granulação e das estruturas primárias das barras de meandro..	139
8.36	- Associação entre depósitos de barra de meandro e barra de corredeira.....	140
8.37	- Seqüência esquemática de um depósito de rio anastomosado.....	141
8.38	- Esquema das relações entre o ponto de intersecção, perfil do canal e lobo deposicional.....	148
8.39	- Representação esquemática do lobo deposicional residual.....	149
9. 1	- Associações vegetais situadas nas ante-dunas.....	164
9. 2	- Associações vegetais da restinga.....	166
9. 3	- Associações vegetais de planícies quaternárias.....	169
10. 1	- Escala de Wentworth.....	176
10. 2	- Diagramas triangulares modificados.....	176
10. 3	- Diagrama de correlação $M_z \times O$ .....	183
10. 4	- Diagrama de correlação $M_z \times Sk_1$ .....	185
10. 5	- Diagrama de correlação $M_z \times K_g$ .....	187
10. 6	- Diagrama de correlação $O \times Sk_1$ .....	189
10. 7	- Diagrama de correlação $Sk_1 \times K_g$ .....	190
10. 8	- Localização dos perfis, de Fl1 a Fl17 (Sertão do Campo).....	195
10. 9	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis Fl1 a Fl4.....	196
10.10	- Fotos dos perfis Fl1 a Fl4.....	197
10.11	- Representações gráficas da composição granulométrica da amostra Fl1.....	198
10.12	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras Fl2 e Fl3.....	199
10.13	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras Fl4 e Rio.....	200
10.14	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl6.....	201
10.15	- Fotos do perfil Fl6.....	202
10.16	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl6.....	203
10.17	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl8.....	204
10.18	- Fotos do perfil Fl8.....	205
10.19	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8a.....	206
10.20	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8b.....	207
10.21	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8c.....	208
10.22	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8d.....	209
10.23	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl9.....	210
10.24	- Fotos do perfil Fl9.....	211
10.24a	- Fotos de detalhes do perfil Fl9.....	212
10.25	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl9a.....	213

10.26	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19b.....	214
10.27	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F19c e F19d.....	215
10.27a	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19e.....	216
10.28	- Desenho das estruturas e localização das amostras e fotos do perfil F19II.....	217
10.29	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19II.....	218
10.30	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis F15, F17, F110, F111, F112 e F113.....	219
10.31	- Fotos do leque aluvial LA2 e foto do perfil F111.....	220
10.32	- Fotos dos perfis F16 e F110.....	221
10.33	- Fotos dos perfis F18, F112 e F113.....	222
10.34	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F15 e F17.....	223
10.35	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F110.....	224
10.36	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F111 e F112.....	225
10.37	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F113.....	226
10.38	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis F114 a F118.....	227
10.39	- Fotos dos perfis F114 e F116.....	228
10.40	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F114.....	229
10.41	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F115.....	230
10.42	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F116 e F117.....	231
10.43	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F118.....	232
10.44	- Desenho das estruturas e localização das amostras e dos perfis F119, F120 e F121.....	233
10.45	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F119 e F121.....	234
10.46	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F120.....	235
10.47	- Foto e desenho do perfil Rp1.....	236
10.48	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Rp1.....	238
10.49	- Desenhos e fotos do perfil Dn2.....	239
10.50	- Fotos do perfil Dn2.....	240
10.51	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Dn2.....	241
10.52	- Desenhos das estruturas de dissipação do perfil Dn3.....	242
10.53	- Fotos do perfil Dn3.....	243
10.54	- Fotos de detalhes das estruturas de dissipação do perfil Dn3.....	244
10.55	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Dn1 e Dn3.....	245
10.56	- Representações gráficas da composição granulométrica do material rudáceo do leque aluvial LA2.....	246
11. 1	- Diagrama de Morner.....	250

## TABELAS

8. 1	- Classificação dos regimes de fluxo e suas características.....	114
10. 1	- Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos dos sedimentos.....	173
10. 2	- Diâmetro do material rudáceo e respectiva classificação.....	175
10. 3	- Freqüência dos tipos de sedimentos.....	177
10. 4	- Valores médios e extremos do diâmetro médio.....	177
10. 5	- Valores extremos do diâmetro mediano.....	177
10. 6	- Freqüência em nº de casos, nas várias classes modais..	178
10. 7	- Percentagem na classe modal, freq. em nº de casos.....	178
10. 8	- Número de classes texturais.....	179
10. 9	- Valores médios e extremos do desvio padrão.....	179
10.10	- Freq. em nº de casos por intervalo de desvio padrão...	180
10.11	- Freq. em nº de casos por intervalo da assimetria.....	180
10.12	- Freq. em nº de casos por intervalo da curtose.....	181

## MAPAS

01	- Mapa de Localização.....	14
02	- Mapa do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.....	16
03	- Mapa Geológico.....	21
04	- Mapa Geomorfológico	(No envelope)

## ANEXOS

01	- Relatório descritivo e esboço da área, datados do Séc. XVIII.....	287
02	- Fotos - Soterramento de casas, pelas dunas.....	289

## **RESUMO**

A Planície do Campo de Araçatuba, localizada na costa central de Santa Catarina, pela diversidade de ambientes que a compõem, se constitui num dos mais importantes ecossistemas da costa sul-brasileira.

A origem e evolução da Planície do Campo de Araçatuba estão intimamente relacionadas às flutuações do nível marinho e mudanças climáticas vigentes no Quaternário, período geológico caracterizado pelas glaciações e pelo aparecimento do Homem.

Este trabalho teve por objetivo a caracterização ambiental da Planície do Campo de Araçatuba, bem como a reconstituição das fases de evolução da mesma.

Para o alcance do objetivo o trabalho constou de uma etapa de caracterização geológica, morfológica, fitogeográfica e pedológica dos ambientes que compõem não somente a planície, mas também a região serrana limítrofe. A serra e pontões cristalinos são responsáveis pela configuração atual da planície. Além da refração das ondas causada pelos pontões, antigas ilhas, verificou-se significativa contribuição de material da encosta em depósitos de leques e terraços aluviais bem como de rampas, localizados na Planície.

Foram descritos, através de pesquisa bibliográfica, os seguintes ambientes e alguns de seus depósitos: Marinho (depósitos de praias, de feixes de restinga e tómbolo), Eólico (depósitos de dunas) e Fluvial (depósitos de terraços fluviais, planícies de inundação e leques aluviais). As rampas colúvio-aluvionares representam depósitos de encosta interdigitados com sedimentos de origem fluvial.

Todo o material sedimentar coletado foi submetido a tratamento granulométrico e cálculo dos parâmetros estatísticos. A interpretação das estruturas e ambiente de deposição foi auxiliada pela confecção de esboços dos depósitos e pelo registro fotográfico em campo.

Numa segunda etapa foi feita uma descrição das fases de evolução da paisagem, embora os dados obtidos não permitam ainda uma interpretação segura e mais detalhada. O material coletado para datação não pôde ser utilizado por problemas técnicos do único laboratório existente no Brasil para este fim. Datações relativas foram feitas baseadas em pesquisas realizadas em outras áreas do país.

Considerando ser este um trabalho de utilização e conservação dos recursos naturais, nas considerações finais são feitos comentários acerca do uso e ocupação desta área de natureza frágil mas, de importância ecológica fundamental.

Devido a dificuldades comuns na pesquisa brasileira,

como falta de laboratórios e de recursos materiais de toda ordem, este trabalho não constitui um produto final do objetivo proposto. Representa, entretanto, uma contribuição à pesquisa geomorfológica e ponto de partida para o desenvolvimento da mesma na área estudada.

## **ABSTRACT**

The Coastal Plain of Campo de Araçatuba, located on the Central coast of Santa Catarina, is composed of areas of environmental diversity which makes it one of the most important ecosystems on the Southern Brazilian coast.

The scope of this work is to study and draw the environmental characteristics of the Coastal Plain of Campo de Araçatuba as well as to recognise the evolutionary phases.

The origin and evolution of the Plain of Campo de Araçatuba are closely related to the relative sea level fluctuations and the climatic changes during the Quaternary period, which is characterized by the glaciation and by the appearance of Man.

In this work we aimed at the characterization of geologic, morphologic, phytogeographic and edaphic aspects of the environmental area that comprises not only the coastal plain, but also the bordering mountain region. This mountainous region was a point of support to the development of the coastal plain. It has also contributed with sediments to its formation, through the fluvial channels, as well as through episodes of early mass movements, interpreted in the studies of fluvial deposits (terraces and alluvial fans) and eolian (dissipation structures).

The following environmental areas were characterized: Marine (beachs, beach ridges and tombolo deposits), Eolian (sand dunes deposits) and Fluvial (alluvial fans, fluvial terraces, flood plain deposits). The colluvium-alluvium glaciais represents interdigitated colluvial and alluvial deposits.

All the sedimentary material that was collected, was submitted to a textural analysis. The interpretation of the structures and the environmental areas of deposition was possible mainly because of the photographic registration.

On a second step, a description of one of the evolution phases of the landscape was provided, although the data obtained from it do not allow a secure, well detailed interpretation.

Considering that this work deals with the use and preservation of natural resources, comments about the use and occupation of this fragile but ecologically important nature were made.

"...e aprendi que se depende sempre,  
de tanta, muita, diferente gente;  
toda pessoa sempre é a marca das li-  
ções diárias de outras tantas  
pessoas..."

(Gonzaguinha)

# **1** **INTRODUÇÃO**

Neste trabalho foram abordadas as formas e processos que constituem a zona costeira.

A zona costeira é a faixa de limite variável, que inclui a ante-praia estendendo-se em direção à terra até onde ocorrem as maiores mudanças nas formas e substrato (p.e. sopés das serras cristalinas). Fazem parte da zona costeira o litoral (strictu sensu) e a costa.

O litoral é a faixa de domínio das marés, correspondendo no ambiente praiado ao estirâncio. A costa é a faixa de terra acima do limite da ação das águas, onde os processos marinhos operam ou têm forte influência (Strahler & Strahler, 1973).

A interdependência entre o litoral e a costa, tem importante papel na cadeia alimentar de ecossistemas costeiros confinados como baías e lagunas, fornecendo-lhes matéria orgânica particulada e em solução. As lagunas, mangues e estuários são áreas vitais para o desenvolvimento da fauna marinha, que participa da cadeia alimentar de muitas espécies, inclusive do homem.

A conceituação de "zona costeira", "litoral" e "costa" faz-se necessária devido à comum utilização destes como sinônimos e à importância de caracterizar geograficamente a área estudada.

A zona costeira estudada, a Planície do Campo de Araçatuba, é um amplo espaço de interações do mar, terra, águas epicontinentais e atmosfera. Constitui-se das formas de relevo criadas pelo mar em níveis altos anteriores, em parte retrabalhadas pelos cursos de água e vento, além das modificações introduzidas pela ação antrópica.

A complexidade e a comprovada importância de áreas como esta na zona costeira, entretanto, não impedem o uso irracional dos recursos naturais nelas disponíveis. O acúmulo de lixo, a destruição das últimas reservas florestais e o conseqüente extermínio da fauna, entre outras agressões, são decorrência de uma ocupação não planejada e desordenada do solo, motivada por interesses políticos e econômicos, particulares e imediatistas.

O descompromisso de cada indivíduo com seu ambiente é reflexo de uma cultura que desconsidera os limites da Natureza e do próprio Homem. Este último, via de regra, tem recebido o mesmo tratamento dado aos recursos naturais e às demais espécies.

O comprometimento com o meio ambiente deve ser buscado através do conhecimento e entendimento dos seus mecanismos de auto-regulação. Tais conhecimentos precisam então, ser socializados para que nasça uma nova consciência coletiva de respeito ao meio ambiente.

Ao cientista cabe o papel da reestruturação da pesquisa e do conhecimento, visando integrar o que tem sido compartimentado. É necessário que o ambiente seja estudado em seus processos de origem e evolução para que a introdução de novos elementos não venha perturbar seu equilíbrio.

As ações antrópicas modificadoras do meio ambiente, necessitam ser planejadas considerando-se as reais possibilidades e limitações do mesmo, bem como as conseqüências de seu uso. Atualmente, há que se considerar inclusive a conveniência da ocupação de áreas ainda preservadas, devido à necessidade da manutenção de bancos genéticos, reservas hídricas e mesmo recursos paisagísticos naturais.

O planejamento, entretanto, por melhor que seja, não é solução, mas intenção. As decisões são essencialmente políticas. Neste sentido, cabe aos pesquisadores e técnicos, fundamentados em substancial conhecimento, atuar também na sensibilização da opinião pública. A população, alvo das decisões políticas, deve ser convencida dos prejuízos causados pelas soluções imediatistas, sem fundamento técnico-científico.

O presente trabalho tem por objetivos a caracterização ambiental da Planície do Campo de Araçatuba e a reconstituição das fases de evolução da mesma. Busca-se com estes objetivos não só o conhecimento específico da área, mas também, um conhecimento substancial dos processos atuantes na zona costeira, que permita uma atuação mais consistente na defesa dos ambientes costeiros.

Foram selecionados para estudo os ambientes cujos processos considerou-se marcantes para configuração atual da área escolhida. Foram descritos os ambientes e processos sedimentares marinhos, eólicos e fluviais. A caracterização do meio natural (litoestrutura, relevo, solo e vegetação) da área foi sistematizada de acordo com os dois compartimentos morfológicos principais: a serra e a planície.

A origem e evolução desta porção da zona costeira foram enfocadas do ponto de vista das mudanças climáticas e variações do nível do mar do Quaternário.

O Quaternário caracteriza-se como o período das glaciações e do aparecimento do Homem. A alternância glacial/interglacial, neste período, é atribuída a mudanças climáticas cíclicas, com alternância de semi-aridez e umidade. Tais mudanças climáticas resultaram da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos (Martin et al., 1986).

As glaciações e os climas das "Idades do Gelo" exercem influência marcante sobre toda a Terra: modificaram o zoneamento climático e os sistemas atmosféricos e oceânicos; as regressões glacio-eustáticas causaram rebaixamento significativo no nível dos oceanos; afetaram a velocidade de rotação, a distribuição das massas, o campo de gravidade, entre outros (Martin et al., 1986).

A Planície do Campo de Araçatuba constitui-se num significativo exemplo das variações do nível oceânico, ocorridas no

Quaternário. Gerações de dunas interiorizadas e principalmente os feixes de restinga, testemunham o retrocesso do mar neste período.

No Simpósio Internacional do Quaternário, realizado em Curitiba em 1975, cientistas brasileiros e de vários países chamavam a atenção para a importância dos estudos do Quaternário. Apontavam eles para a necessidade do conhecimento da ação dos processos ambientais do passado e presente geológico, afim de prevenir catástrofes, promover o equilíbrio entre a ação humana e o meio ambiente, evitando prejuízos econômicos e garantindo a sobrevivência futura dos ecossistemas (Bigarella & Becker, 1975).

Daquela ocasião aos dias de hoje, muitos estudos têm sido desenvolvidos sobre o Quaternário na costa brasileira, demonstrando o reconhecimento da importância do assunto.

A área estudada, por apresentar diversas formas de acumulações (praias, restingas, dunas, tómbolo, terraços aluviais e outras) e vegetação rica em espécies adaptadas às diferentes condições ambientais, é considerada na opinião de Reitz (1960), um dos mais importantes ecossistemas da costa sul-brasileira.

Apesar de parte desta área compor o Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, tais limites não têm sido respeitados, desenvolvendo-se atividades totalmente contrárias aos objetivos do Parque. Fora do Parque, são desrespeitados os limites naturais, observando-se edificações em meio a dunas e o anúncio da construção de uma avenida beira-mar, que deverá atingir ante-duna e dunas.

Assim sendo, espera-se contribuir, com este trabalho, para a identificação das potencialidades e limitações do sistema natural, no sentido de subsidiar futuros planejamentos e/ou ações que visem a preservação da área.

## **2 METODOLOGIA**

No presente trabalho foram abordadas as feições morfológicas e respectivos processos, caracteres texturais e estruturais dos sedimentos, bem como a paleogeografia e situação atual da Planície do Campo de Araçatuba.

Foi delimitada para este trabalho, uma área de aproximadamente 220 km<sup>2</sup>, compreendendo os terrenos planos entre os rios Massiambu e da Madre e as encostas dentro dos limites do município de Palhoça.

A área de interesse principal para este trabalho é a zona costeira. Entretanto, as encostas foram incluídas dentro dos limites da área de estudo, considerando as relações que mantêm com a planície. As elevações rochosas que constituem as serras e os atuais costões, propiciaram o padrão em arco dos cordões litorâneos, devido a refração das ondas. Além disso, verificou-se a contribuição de material das encostas (seixos a matacões e "bolotas" de argila) em depósitos de leques e terraços aluviais.

Com base nas cartas topográficas, fotografias aéreas controladas no campo, nos mapas temáticos, bibliografia e nos resultados laboratoriais referentes às amostras de sedimentos, realizou-se a análise temática dos diversos componentes geoambientais abióticos e bióticos, que integram a área de estudos.

Na análise dos componentes abióticos, estudou-se os seguintes aspectos: a) na geologia, a estrutura, a litologia e a sedimentologia; b) na geomorfologia, o controle das unidades de relevo, e c) na pedologia, as propriedades físicas e químicas do solo.

Na análise dos componentes bióticos, considerou-se a cobertura vegetal, identificando-se aspectos fitogeográficos e fitofisionômicos, bem como a atuação do Homem na paisagem.

Através de pesquisa bibliográfica, foram descritos os processos (marinho, eólico e fluvial) envolvidos na elaboração dos diversos tipos de depósitos.

A partir dos perfis geológicos de terraços, leques aluviais, rampas colúvio-aluvionares e de dissipação, foram analisadas as diferentes estruturas apresentadas por tais depósitos e a relação das mesmas com as mudanças de ambiente de sedimentação.

Para a representação gráfica dos resultados das análises mecânicas das amostras coletadas nos referidos perfis, foram confeccionadas tabelas, histogramas, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares de classificação. Os resultados das análises foram descritos, analisados e comparados aqueles obtidos em outros trabalhos consultados.

A caracterização dos depósitos (praias, dunas, restingas, terraços aluviais e outros), os resultados das análises sedimentológicas e a consulta aos modelos evolutivos propostos para costa brasileira e catarinense e outros trabalhos e mapeamentos, permitiram a descrição das fases de evolução da área estudada.

### **3**

## **ETAPAS DE TRABALHO**

(Materiais e técnicas)

### **3.1 - De Campo**

Os trabalhos de campo foram realizados em toda a área, com o objetivo de executar um reconhecimento geral nos seus diferentes aspectos: relevo, rochas, solos, vegetação e uso do solo.

Foram selecionados vários perfis de amostragens, visando obter, através de resultados analíticos, associados aos processos que ocorrem no ambiente, melhores considerações e hipóteses com relação à origem e evolução da área.

Para a seleção dos perfis foram aproveitados cortes de estradas e em áreas de extração clandestina de areia. Estes foram limpos, fotografados, descritos, traçados esboços e amostrados. Foram coletadas 179 amostras de sedimentos, tendo-se como critério a variação textural lateral e vertical dos depósitos.

Nos depósitos fluviais, onde as estruturas encontravam-se preservadas, foram coletados pedaços de madeira para datação.

### **3.2 - De Laboratório**

As 179 amostras de sedimentos foram submetidas à análise de distribuição granulométrica no Laboratório de Sedimentologia do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

Considerando a heterogeneidade da maior parte das amostras de sedimentos, com partículas de tamanhos diversos (grânulo, areia, silte e argila), foi necessário combinar vários métodos de análise. Os sedimentos grosseiros foram analisados pelo processo de peneiramento e os mais finos pelo processo de pipetagem (velocidade de decantação segundo a Lei de Stokes).

Para classificação do tamanho do grão foi adotada a escala de Wentworth (1922), de razão 2. Wentworth examinou os limites de suas classes em termos de propriedades físicas envolvidas no transporte dos grãos. Dessa forma, mostrou que determinados limites de classes, na sua escala, concordam perfeitamente com limites de distinções entre cargas transportadas em suspensão e por tração (Suguio, 1973). Krumbein (1934) transformou os valores da escala de Wentworth em valores logarítmicos de base 2, originando-se assim a escala  $\phi$  (fi).

O resultado da pesagem de cada fração do material, para cada uma das amostras, foi colocado em folha de cálculos. Tais dados foram processados através de programa para microcomputador, elaborado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), que fornece os valores percentuais e estatísticos.

Os pedaços de madeira coletados para datação foram enviados ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada do Instituto de

Física da UFBA em março de 1989. Por problemas de equipamentos do referido laboratório, as análises não foram realizadas até o presente.

### **3.3 - De Gabinete**

Os trabalhos realizados em gabinete compreenderam uma série de atividades, as quais foram executadas obedecendo às seguintes etapas:

#### **A - Base cartográfica**

Inicialmente foi selecionada como base cartográfica referente à área de estudo, a Carta Topográfica Paulo Lopes (SG. 22-Z-D-V-4/VI-3 MI-2909-4/MI-2910-3), escala 1:50.000, editada em 1983 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Foram também consultadas as cartas topográficas: 1:50.000 do Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN), de 1977 e 1:100.000 da Fundação de Amparo à Tecnologia e ao Meio Ambiente - FATMA (1978).

Nessa etapa houve também uma seleção de mapas temáticos de geologia, geomorfologia e solos. Foram selecionados os mapas geológicos de Santa Catarina elaborados por Awdziej et al. (1986) em escala 1:500.000 e por Martin et al. (1988) em escala 1:20.000. Selecionou-se dois mapas geomorfológicos: um de Santa Catarina, elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL (1986a), em escala 1:1000.000 e outro da área estudada, realizado por Rodolpho Doubek (inédito), em escala aproximada 1:25.000. Mapeamentos dos solos de Santa Catarina foram obtidos em UFSM (1973) e RADAMBRASIL (1986b), ambos em escala 1:1000.000.

#### **B - Fotointerpretação**

A fotointerpretação serviu de base para analisar, interpretar e delimitar os diferentes aspectos naturais da área. Foi realizada mediante estereoscópio de bolso, tomando como referência pares de fotografias aéreas na escala aproximada 1:25.000, de 1978, dos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul.

#### **C - Mapeamento**

Com base nas análises da carta topográfica, mapas temáticos, fotos aéreas e observações de campo foram confeccionados os mapas. O mapa geomorfológico é resultado de uma complementação de outro elaborado por Doubek (inédito). O mapa geológico resultou de uma adaptação de mapas geológicos elaborados por Awdziej (1986) e Martin et al. (1988). Os mapas de localização e da delimitação do Parque foram confeccionados a partir do Mapa do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro - FATMA/78.

## D - Representação gráfica

Após a execução das análises mecânica dos sedimentos em laboratório, os pesos dos grãos em cada classe granulométrica nas amostras foram convertidos em percentagens numéricas, calculados e tabelados. Com os dados granulométricos dos sedimentos foram feitos os seguintes gráficos:

- Histograma de Freqüência Simples, que mostra os intervalos de classes em mm, e a freqüência de cada classe em porcentagem do peso total. Neste gráfico pode-se determinar a classe modal e número de classes texturais.

- Diagrama Circular de Freqüência Simples, usado com as mesmas finalidades dos histogramas, mas com as quantidades relativas expressas por segmentos de circunferência.

- Curvas de Freqüência Acumulada, traçadas em papel de probabilidade aritmética, proposta por Otto (1939), onde no eixo das abscissas é lançada a granulometria, utilizando a escala na representação dos diâmetros, e no eixo das ordenadas a freqüência percentual. Estas foram construídas começando a partir dos grãos grosseiros, adicionando-se sucessivamente as proporções em peso, das classes subseqüentes, cada vez mais finas.

Foram também elaborados gráficos com base nos parâmetros estatísticos sugeridos por Folk & Ward, 1957) com base nas curvas de freqüência acumulada, de onde se extraíram os percentuais utilizados nos cálculos de Média, Desvio Padrão, Assimetria e Curtose. A mediana corresponde ao percentil 50.

Os Diagramas Triangulares de classificação de sedimentos clásticos de acordo com a granulometria, propostos por Shepard (1954b), foram modificados neste trabalho.

Os diagramas triangulares são usados quando uma distribuição pode ser expressa em quantidades de três componentes, sendo então representada por um ponto dentro de um triângulo. No caso de quatro componentes, os mesmos são recalculados para 100% e três deles são lançados no diagrama. Resulta daí, não um ponto, mas, uma área triangular delimitada por três linhas, que indicará a quantidade da quarta variável (Suguio, 1973).

Entre as amostras coletadas para realização deste trabalho, 38% têm sua distribuição expressa em quantidades de quatro componentes: grânulos, areias, silte e argila. Visando homogeneizar procedimento de tratamento das amostras e considerando que a maior parte destas possui três componentes, optou-se por agrupar componentes a partir da quantidade de grânulos.

Nas amostras com mais de 5% de grânulos, foram determinados os seguintes componentes: grânulo, areia e lama (silte + argila). Naquelas com menos de 5% de grânulos os componentes foram: argila, areia (areia + grânulo) e silte.

## **E - Pesquisa bibliográfica**

Todas as etapas de trabalho foram acompanhadas de pesquisa bibliográfica, dedicando-se maior atenção à leitura dos trabalhos referentes à área estudada e à geomorfologia costeira.

## **F - Redação final**

De posse dos dados de campo e de laboratório, dos mapas temáticos, da interpretação dos gráficos, das figuras e tabelas e do apoio bibliográfico foi efetuada a redação final dos textos.

#### **4 LEVANTAMENTO BIBLIOGRAFICO ABRANGENDO A AREA DE ESTUDO**

De acordo com Duarte (1988) são poucos os estudos sobre a zona costeira do Estado de Santa Catarina, especialmente se comparados aos de outros Estados da costa oriental brasileira.

Com relação à Planície do Campo de Araçatuba, a maioria dos dados existentes fazem parte de levantamentos a nível estadual, de caráter mais abrangente.

Dentre as informações mais antigas da área, há um desenho do Campo de Araçatuba, com uma nota explicativa sobre uso do solo e suas potencialidades, que data de 1798 (Anexo 1).

Reitz (1960) apresentou uma exposição de motivos para a criação do Parque do Maciambu (sic). A área recomendada para o parque era toda a planície entre os rios Massiambu e da Madre.

Reitz (1961) ao descrever a vegetação costeira catarinense mencionou esta área, que denominou Campo do Massiambu, indicando-a novamente como ideal para um parque florestal. Entre os motivos da indicação, alegou a riqueza florística revelada por suas pesquisas.

Reitz (1975) apresentou uma exposição de motivos, com uma caracterização ambiental da planície e região serrana visando justificar a criação do Parque da Serra do Tabuleiro.

Magnanini & Nehab (1976) apresentaram estudos preliminares para implantação do Parque.

Magnanini & Nehab (inédito) fazem uma descrição global dos entornos e área interna do Parque baseados essencialmente em dados bibliográficos e apresentam a legislação e o plano de zoneamento do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.

Diniz (1976) pesquisou as comunidades de Pinheira e Guarda do Embaú, levantando dados demográficos, sócio-econômicos e culturais.

A geologia da Serra do Tabuleiro tem sido estudada em pesquisas referentes ao Pré-Cambriano catarinense. Como trabalho mais específico cita-se o Projeto Brusque-Serra do Tabuleiro, Kaul (1976).

Klein (1981) descreveu a fisionomia da flora alertando para a importância dos recursos vegetais do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.

Reitz (1982) aborda a restauração da fauna desaparecida da planície, apresentando as espécies a serem reintroduzidas e o projeto para a reintrodução.

Gomes Jr. (1986), Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988) abordaram a questão do Quaternário na área.

## 5 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

A Planície do Campo de Araçatuba situa-se na costa central do Estado de Santa Catarina, entre 27° 48' e 27° 55' de Latitude Sul e 48° 36' e 48° 45' de Longitude Oeste. Esta área localiza-se no Município de Palhoça, entre o Morro dos Cavalos e o Município de Paulo Lopes (fig. 4.1). A área delimitada abrange 220 km<sup>2</sup>; compreendendo os terrenos planos entre o Rio Massiambu e o Rio da Madre, e as encostas da Serra do Cambirela e Serra dos Morretes. O limite oeste coincide com o do Município de Palhoça (Mapa de Localização).

A circulação atmosférica regional é controlada pela ação de massas intertropicais quentes e polares frias. Na primavera e verão, domina a Massa Tropical Atlântica, enquanto nos meses de outono e inverno, a Massa Polar Atlântica.

A temperatura do mês mais quente é superior a 22°C; já no mês mais frio, varia entre 18 e -2°C (Magnanini e Nehab, inédito). A inspeção de dados de 74 anos de precipitação total mensal em milímetros, registrados na Estação Climatológica de Florianópolis (INMET, 1911-1985), demonstra chuvas bem distribuídas durante o ano. As precipitações máximas, foram registradas, principalmente, nos meses de janeiro, fevereiro e março. A precipitação média anual foi de aproximadamente 1500 mm. A média do mês mais chuvoso (janeiro) foi de 176,54 mm e a do mês menos chuvoso (julho) 80,30 mm. Os meses mais secos estão entre junho e agosto. Os ventos dominantes na área são de nordeste a leste.

A Planície do Campo de Araçatuba desenvolveu-se por migração da linha de costa no período geológico atual (Quaternário). Anteriormente, essa estaria situada onde atualmente encontra-se o limite entre a planície sedimentar quaternária e as elevações rochosas do pré-cambriano/eo-paleozóico.

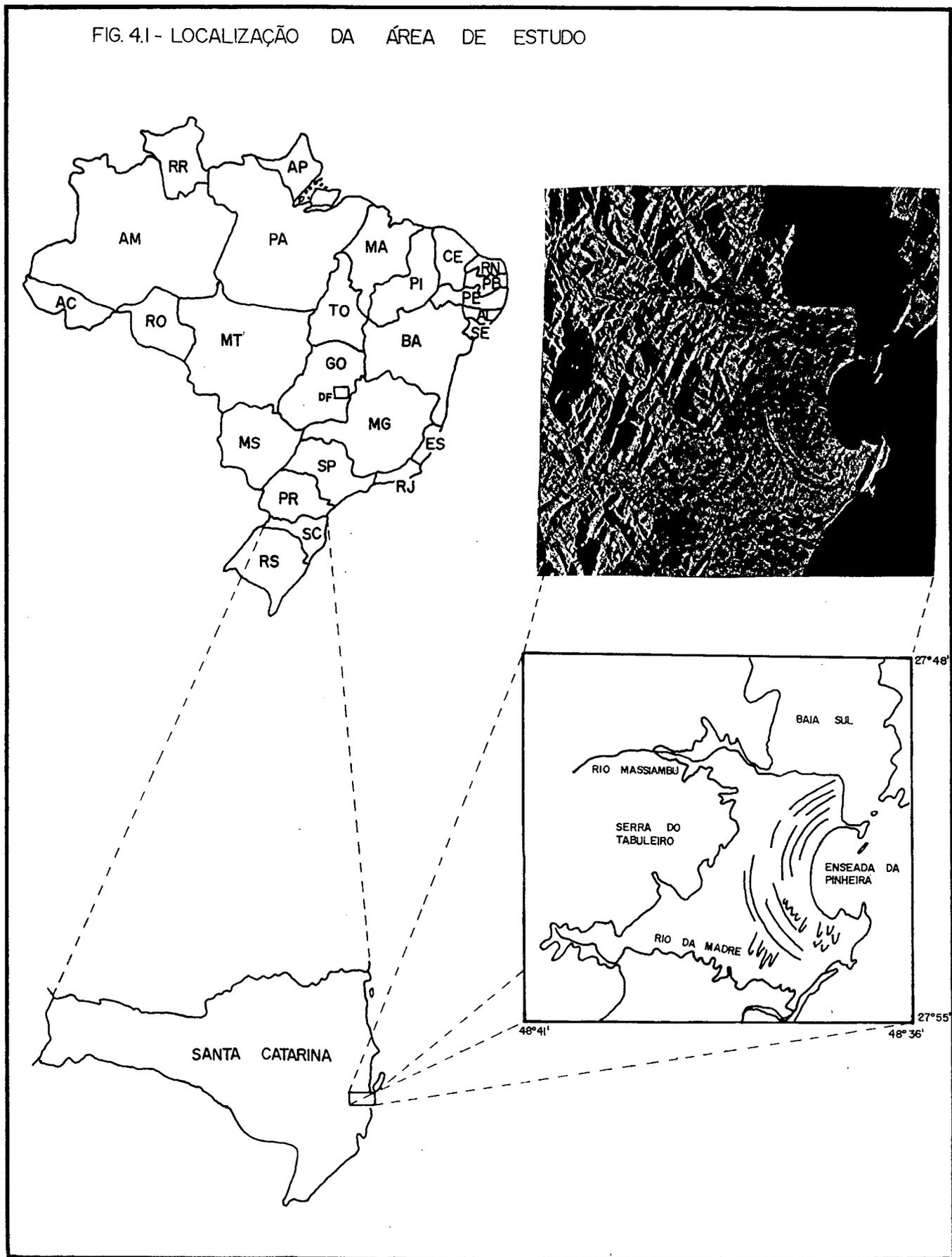
O embasamento cristalino é constituído por granitos da "Suíte Intrusiva Pedras Grandes" e rochas ácidas (riolitos, traquitos e, eventualmente, dacitos e traquiandesitos), pertencentes à seqüência vulcânica superior da Formação Campo Alegre do Grupo Itajaí (Silva & Bortoluzzi, 1987).

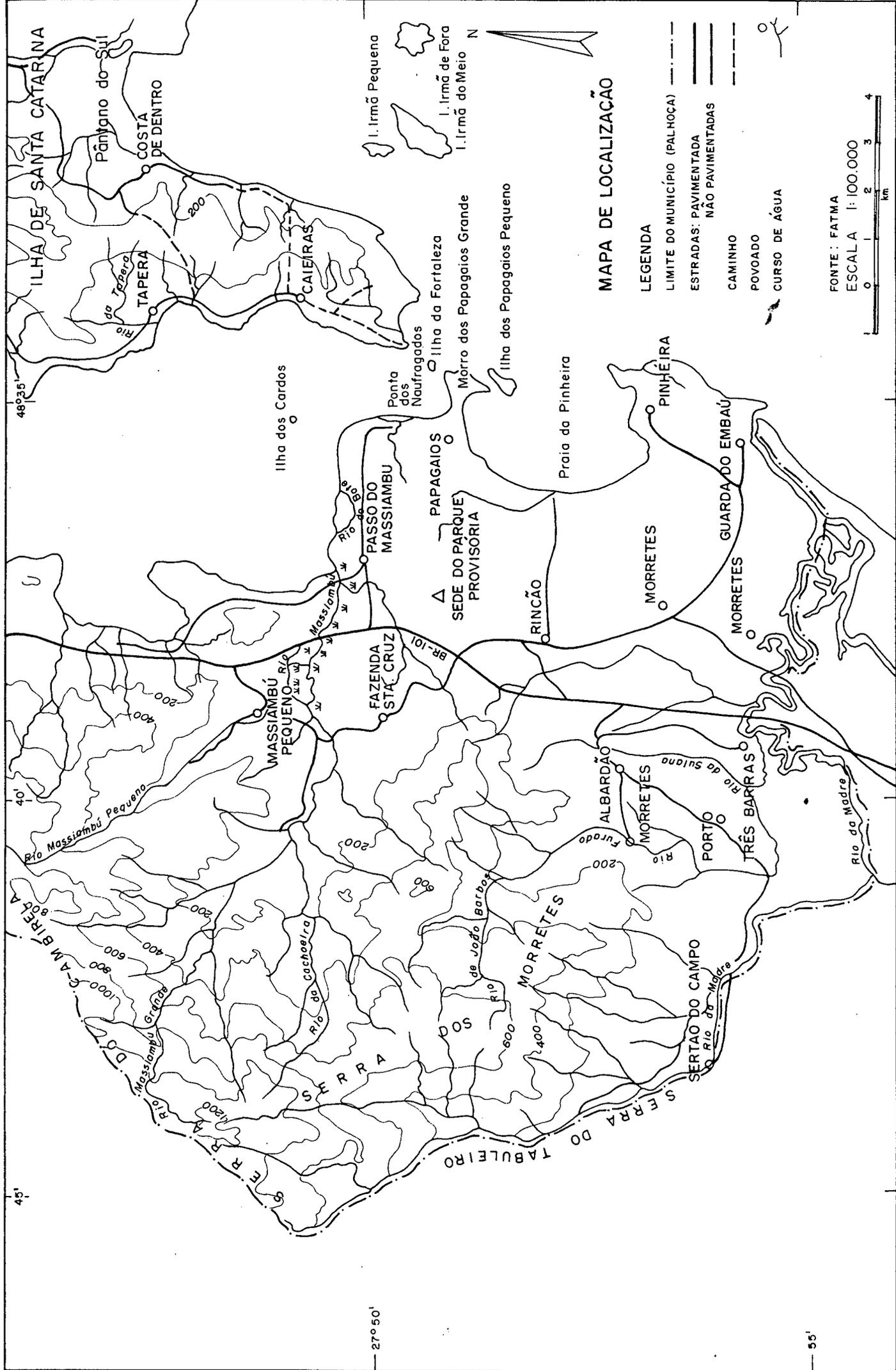
Os terrenos constituídos pelo embasamento cristalino compreendem relevo ondulado a fortemente ondulado, com altitudes superiores a 1.000 m e fazem parte da Unidade Geomorfológica Serras Litorâneas (Almeida, 1948). Os solos desses terrenos foram mapeados como Unidade Podzólico Vermelho-Amarelo Alicó (PVa9) (Oenning et al., no prelo).

Na planície, os depósitos quaternários se subdividem em marinhos, transicionais ou intermediários e continentais. Constituem terrenos com elevações muito baixas (menos de 20 m). Na planície atuam processos erosivos e deposicionais sob várias condições distintas de ambiente; os rios, o mangue, as praias, as dunas e as restingas, aí existentes, constituem a Unidade Geomor-

fológica das Planícies Costeiras (Almeida, 1948). Os solos da planície foram mapeados como Unidade Podzol Indiscriminados (P) (Oenning et al., no prelo).

FIG. 4.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO





A vegetação pode ser agrupada em duas áreas distintas de formações vegetais: Áreas de Formações Florestais e de Pioneiras. As Formações Florestais correspondem à Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica) e vegetação secundária. Extensas áreas das formações florestais continuam preservadas, especialmente na parte montanhosa das serras. A vegetação secundária ocorre, nos seus vários estágios, nos terrenos de baixas altitudes e declives mais suaves. As formações Pioneiras correspondem às espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas que recobrem as áreas arenosas da planície.

A área de formação florística do manguezal mais significativa ocorre no curso inferior do Rio Massiambu.

Rios, pequenas lagoas formadas entre cordões litorâneos e extensos brejos integram a hidrografia da área. Duas bacias hidrográficas destacam-se na região: a do Rio Massiambu e a do Rio da Madre. A área delimitada para esse estudo compreende apenas partes de ambas bacias.

O Rio Massiambu e seus afluentes Massiambu Grande, Massiambu Pequeno, Rio Cachoeira e Rio Fugido, formam uma bacia hidrográfica com 137 km<sup>2</sup>. Cerca de 80% desta bacia situa-se sobre o embasamento cristalino e o restante se estende sobre a planície (Reitz et al., 1982).

Os rios atravessam a planície em curso meandrante. O Rio Massiambu, possui uma largura máxima de 100 m em seu curso inferior. A influência das marés em seu curso pode ser constatada pela ocorrência de vegetação de mangue nas suas margens. Esta vegetação se estende até aproximadamente 3 km a montante da foz, ocupando uma área com largura em torno de 500 m.

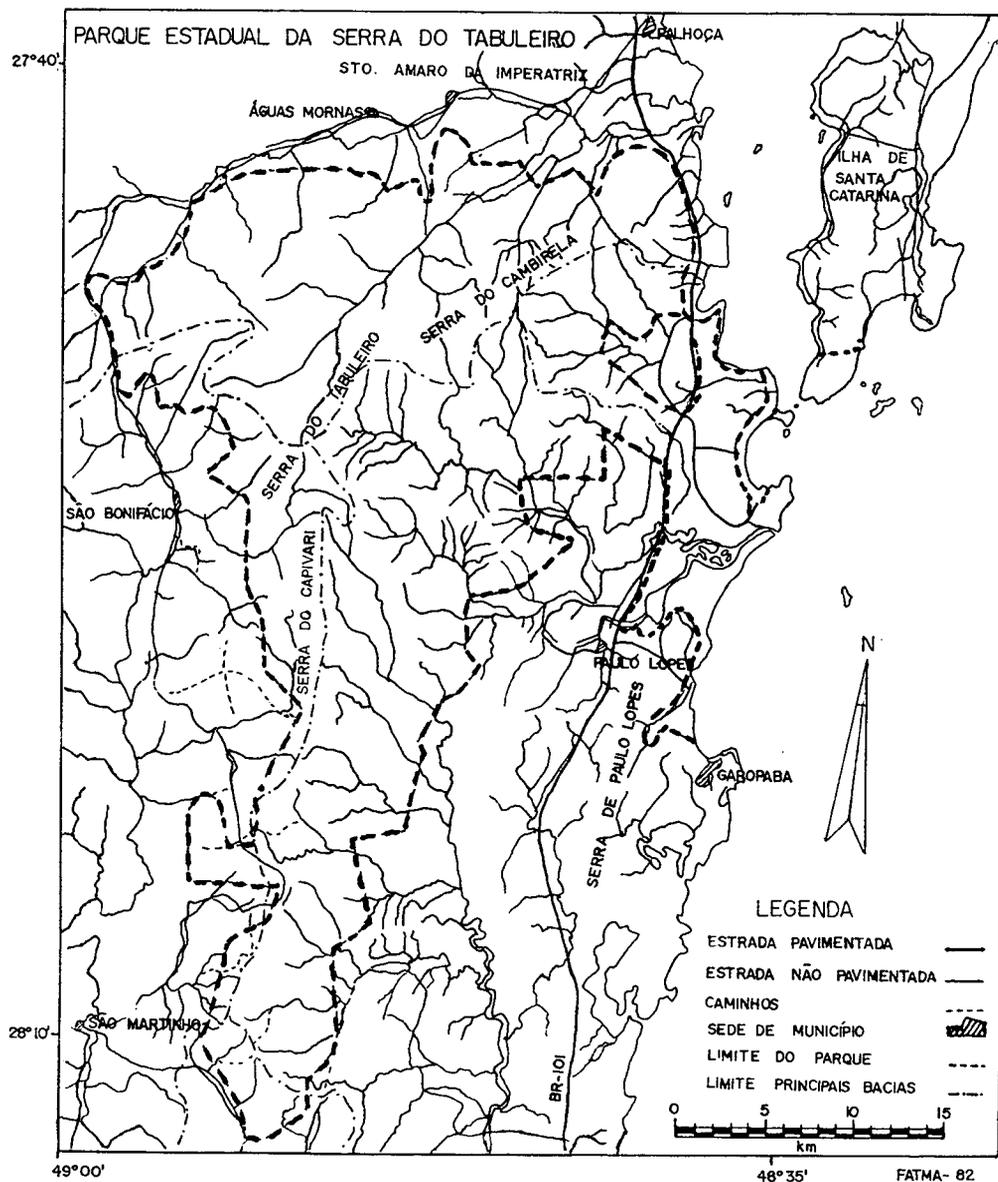
A bacia hidrográfica do Rio da Madre abrange uma área de 375 km<sup>2</sup>. Alguns rios que compõem esta bacia nascem na planície, como é o caso do Rio da Encantada e Rio da Sulana. Em seu curso inferior, o Rio da Madre forma meandros divagantes.

O Rio da Guarda do Embaú, cujo curso é paralelo à costa, teve origem a partir do barramento da desembocadura do Rio da Madre, que foi deslocado no mesmo sentido do crescimento da restinga situada entre a Ponta da Guarda e a Ponta da Faisca ou Gamboa.

A ocupação humana na área ocorre de maneira dispersa, representada por pequenos povoados, todos situados na planície. Os dois núcleos mais populosos são as comunidades da Pinheira e Guarda do Embaú. Esses dois núcleos tradicionalmente pesqueiros, atualmente estão sendo transformados em balneários.

Os povoados mais interiorizados apresentam características predominantemente rurais. Nestas áreas, o uso do solo é marcado pelas culturas temporárias, reflorestamentos e pastagens. Enquanto as culturas temporárias caracterizam uma atividade de subsistência, os reflorestamentos são feitos a nível empresarial pela BRASIL-PINHO. Algumas fazendas maiores e clubes de campo como o da Associação dos Empregados das Organizações Macedo Koerich, são também geradores de emprego.

Parte da área delimitada para este estudo, está dentro dos limites do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.



O Parque Estadual da Serra do Tabuleiro foi criado em 1975 pelo Decreto Estadual nº 1.260, englobando 900 Km<sup>2</sup>, o equivalente a 0,93% da superfície territorial de Santa Catarina, incluindo parte dos municípios de Florianópolis, Palhoça, Santo Amaro da Imperatriz, Águas Mornas, São Bonifácio, São Martinho, Imaruí, Garopaba e Paulo Lopes.

O Parque foi criado tendo em vista a representatividade do ecossistema da área, visando a preservação da flora, fauna, mananciais e monumentos geológicos.

A Planície do Campo de Aracatuba (Baixada do Mauçambu) foi anexada ao Parque por um decreto de ampliação em 1977. Entretanto, em 1979, através do Decreto Estadual nº 8.857, foi desanexada do Parque uma área de aproximadamente 500 ha, compreendida

entre o Rio Massiambu e o Costão da Pinheira, numa faixa de 500 m a contar do mar para o interior. O motivo alegado para a desanexação foi a existência de grandes loteamentos, de alto valor imobiliário, que, segundo consta, já tinham sido implantados antes do Decreto, acima mencionado (Quadros, 1988).

Apesar do Parque ter sido inaugurado em 1978, apenas cerca de 28% da área foi desapropriada. Na Baixada, 1.000 ha foram doados ao projeto Reintrodução da Fauna. Com exceção de aproximadamente 11% de áreas devolutas estaduais, a maior parte da área implantada do Parque, ainda permanece nas mãos de particulares (Quadros, 1988).

Em virtude da não desapropriação e da falta de recursos, principalmente fiscalização, o Parque enfrenta graves problemas como o desmatamento e a retirada de areia para a construção civil.

## **6 GEOLOGIA**

A área da pesquisa caracteriza-se por dois conjuntos geológico-estruturais distintos: o embasamento cristalino e a planície costeira. O embasamento é constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas/eo-paleozóicas (Silva, 1987). A planície costeira é formada por depósitos quaternários (Gomes Junior, 1987), incluindo sedimentos fluviais, marinhos e eólicos, além daqueles das rampas colúvio-aluvionares, (fig. 6.1 e Mapa Geológico).

### **6.1 - Embasamento Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico**

A estruturação do arcabouço geológico pré-cambriano/eo-paleozóico do maciço da Serra do Tabuleiro tem sido objeto de vários trabalhos realizados pelo DNPM/CPRM (Departamento Nacional de Produção Mineral/Coordenação de Pesquisas de Recursos Minerais) e pelo Projeto RADAMBRASIL, no sentido de melhor compreender a evolução da compartimentação geotectônica regional.

Na região oeste do Campo de Araçatuba ocorrem, no maciço da Serra do Tabuleiro, rochas da "Suíte Intrusiva Pedras Grandes", pertencentes a um grande batólito alongado, com cerca de 200 km de extensão que afloram desde as proximidades de Tijucas (Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, 1986; Silva, 1987). A suíte caracteriza-se pela ausência de foliação secundária, salvo em zonas restritas de falhas. As relações com as rochas encaixantes dão-se de forma abrupta. A suíte é composta, quase que exclusivamente, de granitos leucocráticos com biotita, sem grande variação de composição. O desenvolvimento de alterações tardimagmáticas e de mineralizações conexas é extensivo e de certa importância (Silva, 1987).

Os granitos apresentam-se predominantemente com granações grosseiras. São equigranulares a porfiróides. Alguns possuem coloração rósea, sendo mais comumente cinza. Variedades do tipo "rapakivi" são eventualmente encontradas (Silva, 1987).

Petrograficamente definem-se como sienogranitos e granodioritos, caracterizados por peritita e microclina, com oligoclásio e biotita. Como mineral subordinado, encontra-se hornblenda. O caráter alcalino desta suíte parece predominar no batólito (Silva, 1987).

Granitos da Suíte Intrusiva Pedras Grandes são encontrados no Morro dos Papagaios Grande (unido por tómbolo ao continente), na Ilha dos Papagaios Pequena, no Costão da Pinheira e Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira, e no Morro dos Morretes.

Nos terrenos acidentados situados na região centro-norte da área estudada, encontra-se uma área com afloramentos de rochas ácidas (riolitos, traquitos e, eventualmente, dacitos e traquiandesitos). Estas apresentam estruturas fluidais, sendo referidas como pertencentes à seqüência vulcânica superior da Forma-

ção Campo Alegre do Grupo Itajaí, referida ao fim do Proterozóico Superior e ao início do Paleozóico (Awdziej, 1986; Silva, 1987).

A datação geocronológica (Rb/Sr) da suíte plutono-vulcânica Pedras Grandes está compreendida entre 516 e 580 Ma. Provavelmente o clímax da atividade magmática deu-se a 500 milhões de anos, no ciclo geo-tectônico brasileiro (Basei & Teixeira, 1987).

O conjunto de rochas da área montanhosa é atravessado por diques de diabásio de idade mesozóica, possivelmente cretácica.

O maciço da Serra do Tabuleiro, de acordo com o Mapa Geológico de Santa Catarina (Awdziej, 1986), apresenta um sistema de falhamento orientado principalmente em N 15°-30° E e, secundariamente N 25° W.

## 6.2 - Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários encontrados na área pesquisada subdividem-se em continentais, transicionais ou intermediários e marinhos. Eles contrastam fortemente com o embasamento cristalino, tanto na morfologia do terreno como nos aspectos litológicos.

Os depósitos continentais compreendem aqueles das encostas, os de origem fluvial e eólica.

Os depósitos de encosta incluem os de natureza colúvio-aluvionares, os rudáceos, formados por pedimentação e as linhas de seixos, representativas de antigos pavimentos residuais de cascalho.

Os depósitos fluviais são representados por leques aluviais e os sedimentos dos canais anastomosados e meandrantas, bem como os das planícies de inundação e das rampas colúvio-aluvionares. Estes são constituídos por cascalho, areias grosseiras e finas, além de material siltico-argiloso das planícies de inundação.

Os depósitos eólicos representam várias gerações de dunas. As areias quartzosas apresentam-se com granulação fina a média. São bem arredondadas e selecionadas. Na área pesquisada, ocorrem várias gerações de dunas, sendo que as mais antigas foram submetidas ao processo de dissipação.

No reverso da praia ocorrem depósitos de areias eólicas, formando pequenos escudos, referidos como ante-dunas ou pró-dunas.

Os depósitos transicionais ou intermediários compreendem os sedimentos de planície de maré, via de regra colonizados pela vegetação de mangue, bem como os das lagunas que secaram dando origem às formações paludiais e as turfeiras. São geralmente de natureza siltico-argilosa e orgânicos, predominantemente de origem vegetal.

Os depósitos praias, também intermediários, são constituídos por areias quartzosas de granulacão fina a média.

Os sedimentos arenosos das restingas, na sua parte inferior, são constituídos de depósitos marinhos de águas rasas, do ambiente nerítico próximo à costa, propriamente da zona peripraial. A parte superior compreende sedimentos mistos de areias eólicas, via de regra dissipadas.

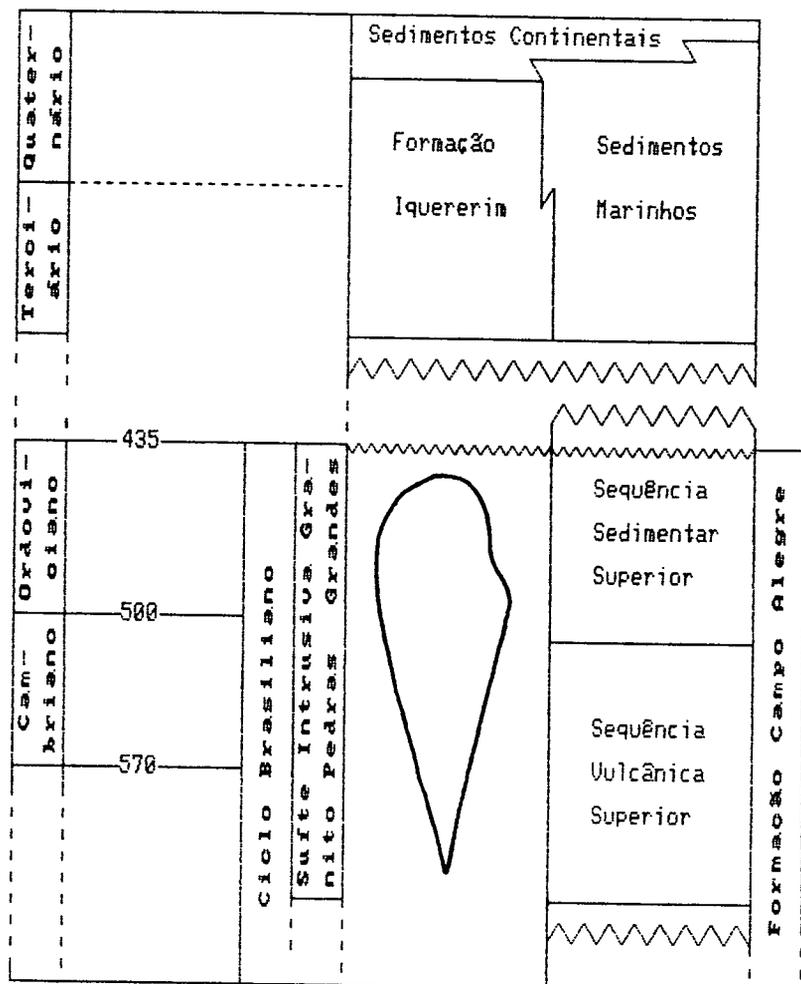
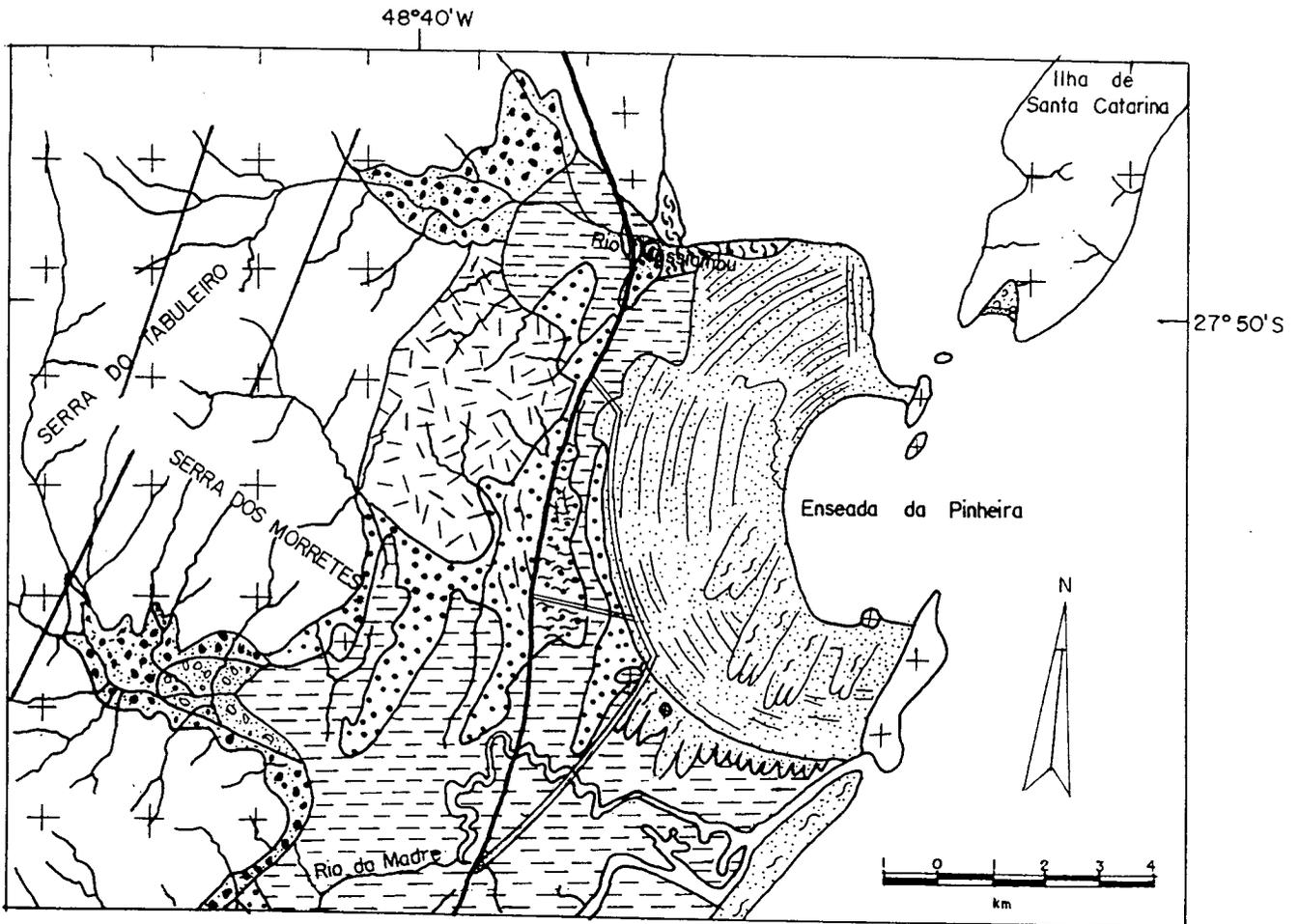


Fig. 6.1 - Coluna estratigráfica da área estudada, adaptada de ANDZEIJ, J. et al., 1986.



MAPA GEOLÓGICO  
(Adaptado de DNPM, 1986 e MARTIN et al., 1988)  
por Magaly Mendonça (Dissertação de Mestrado)

Origem e evolução da planície do Campo de  
ARAÇATUBA - PALHOÇA - SC.

LEGENDA

A) FORMAÇÕES QUATERNÁRIAS:

- Depósitos intermediários (mangue atual)  
sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica
- Depósitos de fundo de baía e lagunar holocênicos  
sedimentos argilosos e arenosos, podendo conter conchas de moluscos
- Depósitos marinhos litorâneos holocênicos  
areias claras bem selecionadas
- Depósitos marinhos litorâneos pleistocênicos  
areias bem selecionadas, podendo apresentar coloração mais escura.
- Depósitos continentais holocênicos (terraços e rampas de dissipação)  
sedimentos areno-siltico-arenosos com presença de seixos
- Depósitos continentais Quaternário Indiferenciado (terraços e rampas colúvio-aluvionares)  
sedimentos areno-siltico-argilosos com presença de seixos, blocos, matações e bolotas de argila (tamanho variando até matação)

B) ASPECTOS MORFOLÓGICOS DA SUPERFÍCIE DOS DEPÓSITOS ARENOSOS

- Alinhamento de antigos corações litorâneos
- Superfície retrabalhada pelo vento: dunas ativas
- Superfície retrabalhada pelo vento: dunas estabilizadas

FORMAÇÕES PRÉ-QUATERNÁRIAS (SEQUÊNCIAS PRÉ-CAMBRIANO/EO-PALEOZOICO)

- Formação Caço Alegre -  
vulcânicas ácidas: riolitos, traquitos e dacitos e traquiandesitos
- Suite intrusivas Pedras Grandes  
granitos leucocráticos com biotita

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Rodovia Federal pavimentada
- Rodovia Estadual pavimentada
- Rede de drenagem

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato geológico
- Falha e/ou fratura

## **7 GEOMORFOLOGIA**

As formas do modelado dependem de muitos fatores, mas estão intimamente relacionadas com o substrato geológico. A morfologia da área estudada, em estreita relação com o embasamento geológico, apresenta dois compartimentos fundamentais: a serra e a planície costeira.

Para descrição e interpretação do relevo de uma região, os fatos geomorfológicos são ordenados e classificados considerando fatores como: litologia, elementos da tectônica, arranjos estruturais, influência de climas atuais e subatuais e semelhança de formas. Considerando tais elementos no todo ou em parte, foram propostas para Santa Catarina, por diferentes autores, divisões taxonômicas muito semelhantes nas quais podem ser encaixados os compartimentos que compõem a área estudada.

O compartimento dos terrenos acidentados, onde afloram as rochas cristalinas, representam as unidades geomorfológicas Serras Litorâneas (Almeida, 1948), Encosta Oriental Catarinense (Valverde, 1957) ou Serras do Tabuleiro/Itajaí (Costa et al, no prelo).

O compartimento dos terrenos planos e suavemente ondulados das formações quaternárias, representam as unidades geomorfológicas Planícies Costeiras (Almeida, 1948), Baixada Litorânea (Valverde, 1957) ou Planícies Litorâneas, respectivamente (Costa et al., no prelo).

### **7.1 - Serra Litorânea**

A Unidade Geomorfológica Serras Litorâneas está representada na área em estudo pela Serra do Tabuleiro.

A Serra do Tabuleiro, juntamente com as demais serras cristalinas litorâneas, compreende um conjunto de feições esculpidas em blocos falhados com vales de falhas, escavados em rochas metamórficas menos resistentes, alinhadas paralelamente, dispostas segundo NE-SW, com os interflúvios esculpidos nas faixas granitizadas (Monteiro, 1958). O relevo da área de ocorrência dos riolitos destaca-se pela presença de cristas aguçadas.

A paisagem é caracterizada por vales profundos com encostas íngremes e sulcadas, separadas por cristas bem marcadas. Entretanto, ocorrem extensas massas granitóides (Granito de Pedras Grandes), que mantêm áreas de aplainamento entre as cotas de 800 a 1.000 m (como a de 1.043 m no Morro do Cambirela, no Município de Palhoça). São estas ocorrências que justificam a denominação "Serra do Tabuleiro" (Bortoluzzi, 1987).

Na Serra do Tabuleiro ocorrem as maiores elevações da unidade, ultrapassando 1.200 m em alguns pontos. As altitudes diminuem gradativamente de oeste, atingindo menos de 100 m no litoral leste, onde esta unidade está representada por pontas,

ilhas e penínsulas dispostas em meio à planície litorânea. As elevações rochosas isoladas, antigamente constituíam ilhas que, posteriormente, foram ligadas ao continente pela sedimentação marinha (Costa et al., no prelo).

Na Planície do Campo de Araçatuba constituem elevações rochosas isoladas o Morro das Cabras, próximo à foz do Rio Massambu, com 63 m; a antiga Ilha dos Papagaios Grande, atualmente um tómbolo, com 65 m; o Costão da Pinheira, ao sul, com 162 m (Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira); e o Morro dos Morretes, na parte centro-sul, com 55 m. Além dos relevos incorporados à planície, há a Ilha dos Papagaios Pequena com 72 m e a Ilha da Fortaleza com menos de 10 m de altitude.

O maciço da Serra do Tabuleiro apresenta-se compartimentado, por ter sido submetido, a partir do Terciário, a sistemas morfoclimáticos úmidos e semi-áridos. A ação destes foi diferencial, pela diversidade de rochas e influências estruturais antigas, atribuídas aos diastrofismos arqueozóicos e proterozóicos (Bortoluzzi, 1987).

Os diversos modelados que compõem esta unidade testemunham os ciclos de erosão que atuaram sobre a superfície. A erosão linear pode ser observada pela dissecação das encostas, cujos vales são geralmente encaixados, predominantemente em forma de "V". Nas vertentes das serras, voltadas para leste, destacam-se patamares e ombreiras relictos da erosão lateral.

## 7.2 - Planície Costeira

A Unidade Geomorfológica Planícies Costeiras corresponde às baixadas, cujo relevo contrasta fortemente com o das serras litorâneas que lhes servem de apoio.

Compreende áreas que apresentam morfologia gerada por processos erosivos e deposicionais, que atuaram sob condições ambientais distintas na sua formação.

O componente geológico fundamental dos representantes dessa unidade são os sedimentos síltico-argilosos e as areias quartzosas, resultantes da combinação de processos relacionados às dinâmicas fluvial e litorânea. A localização de sambaquis bem como dos próprios componentes do modelado, atestam as variações do nível marinho, principalmente a progradação holocênica (Costa et al., no prelo).

A Planície do Campo de Araçatuba, que se dispõe segundo a direção N-S, é representante dessa unidade. Caracteriza-se por apresentar aspectos geomorfológicos diversificados, compreendendo: a) praias; b) feixes de restinga; c) campos de dunas, ativas e estabilizadas, que recobrem sedimentos marinhos e fluviais; d) rampas de dissipação; e) terraços, várzeas e leques; planícies marinhas, fluviais, flúvio-marinhas e de marés.

## 7.2.1 - Planície marinha

### 7.2.1.1 - Praias

Na área estudada a presença de elevações rochosas isoladas, unidas ao continente pela sedimentação marinha formam atualmente praias em arco abertos na direção leste, nordeste e sudeste.

A Praia do Sonho não forma um arco, mas um ângulo reto cujo vértice está voltado para o mar. Encontra-se em parte voltada para o norte, e em parte para o leste. A parte voltada ao norte estende-se por 1.500 m, e a parte voltada ao leste, por 1.200 m aproximadamente.

A Praia da Pinheira apresenta uma forma arqueada, com a concavidade voltada para o leste, onde situa-se a Enseada da Pinheira. Estende-se por cerca de 2.800 m, entre o Morro dos Papagaios Grande e o Costão da Pinheira.

No Costão da Pinheira situam-se outras três pequenas praias: Praia de Cima, voltada para o norte, com cerca de 370 m de extensão; e, a Praia do Márcio e a Praia do Joaquim Martins, ambas voltadas para o leste e medindo 250 e 500 m de extensão, respectivamente.

Entre o Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira e a Costa do Siriú, uma restinga, totalmente recoberta por dunas transversas e medindo entre 100 e 250 m de largura, barrou a foz do rio da Madre desviando seu curso. Na concavidade da restinga, voltada para sudeste, situa-se uma outra praia.

Essa praia recebe o nome de Praia da Guarda, até as proximidades do Morro da Faísca, a partir de onde, passa a ser chamada Praia da Gamboa e, próximo à Ponta da Faísca, Praia do Canto. Estas formam um segmento de praia contínuo, voltado para sudeste, medindo aproximadamente 3.800 m de extensão.

As referidas praias são constituídas por areias finas a médias. A presença de clásticos finos, isto é, silte e argila, não pode ser detectada, uma vez que não foram coletadas amostras para análise granulométrica em laboratório.

### 7.2.1.2 - Feixes de restinga

Dentre as feições mais notáveis da planície do Campo de Araçatuba, estão os feixes de restinga. Estes são compostos por cerca de 70 cordões arenosos paralelos, que repetem a forma arqueada da Enseada da Pinheira. Grande número destes cordões está, em parte, recoberto por feições morfológicas eólicas ou destruído pela passagem de cursos d'água.

Na Planície do Campo de Araçatuba os feixes de restinga correspondem a uma ampla faixa de sedimentos marinhos rasos emersos, composta de uma série de cristas paralelas à linha de costa e que representam o resultado da progradação desta. Em di-

reção ao mar, sua altura decresce progressivamente.

Na área estudada, as restingas são feições perfeitamente observáveis tanto no campo como em fotografias aéreas, destacando-se na paisagem.

Os cordões litorâneos dessa área, dividem-se em oito feixes. Cada um desses feixes é caracterizado no seu limite oriental (em direção ao mar), por considerável atividade eólica, cuja expressão vai desde decorações (feições morfológicas) eólicas pouco significativas até campos de dunas parabólicas. A presença de dunas nos feixes interiorizados da planície, é co-temunha da progradação da costa.

Os cordões litorâneos apresentam, entre si, paralelismo quase perfeito. A menor largura do sistema de cordões é de aproximadamente 2 km na extremidade sul. Na parte central da planície, a largura é de 4,5 km, mais ou menos.

Entre o quarto e o sexto feixes de restinga ocorreu uma ingressão, ou seja, um episódio de transgressão marinha localizada, provavelmente atingindo regiões de menor altitude (Francisco Caruso Gomes Jr., inf. oral). Tal fenômeno provocou a abertura de um canal paralelo à curvatura dos feixes, que destruiu parte de muitos cordões e até totalmente alguns deles. A extremidade norte da planície foi a que teve maior número de cordões destruídos parcialmente.

Ao sul do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira, encontra-se uma restinga de aproximadamente 250 m de largura. O desenvolvimento desta causou o barramento da foz dos rios da Lagoa e da Madre, fazendo com que os mesmos se deslocassem longitudinalmente à sua linha. Dessa forma, estes rios passaram a desembocar num novo canal, desenvolvido concomitantemente à restinga, em função de correntes litorâneas de nordeste.

Atualmente o canal é denominado Rio da Guarda do Embaú. Embaú em tupi-guarani significa "língua de areia". Sobre a restinga há um bem desenvolvido campo de dunas transversas.

Outra feição notável e extremamente recente, na Planície do Campo de Araçatuba, é o tómbolo que une a planície de restinga da Enseada da Pinheira à antiga Ilha dos Papagaios Grande. O tómbolo é uma variação da forma da restinga. Seu desenvolvimento deu-se em função da refração das ondas nas ilhas dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequeno e da Fortaleza. Segundo Reitz (1961), a emersão do tómbolo deu-se a pouco mais de 50 anos atrás.

### 7.2.1.3 - Dunas

A cobertura de areias eólicas é bastante significativa. Na planície encontram-se dunas parabólicas e depósitos resultantes da dissipação das dunas. As dunas parabólicas indicam a predominância dos ventos de NE. O nariz destas dunas aponta para sotavento.

Via de regra, as dunas parabólicas são relativamente pequenas, embora possam assumir maior porte como nas adjacências do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira. Em determinados pontos das seqüências dos feixes de restinga, os depósitos eólicos constituem "decorações eólicas" pouco significativas.

No tómbolo entre as praias do Sonho e da Pinheira ocorrem pequenas dunas dos tipos barcana e possivelmente dômica. Esta área encontra-se ocupada por casas de veraneio que são afetadas pelas dunas em movimento. Muitas construções foram literalmente destruídas pela atividade das dunas.

Ao sul, sobre a restinga entre o Rio da Guarda do Embaú e o mar, encontra-se um campo de dunas transversas ativas, bem desenvolvido. O formato dessas dunas é devido à deflexão sofrida pelos ventos de nordeste, em função do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira.

Na área não foram encontradas dunas longitudinais, nem dunas de retenção.

As dunas mais interiorizadas e mais antigas estão estabilizadas. Em muitas delas as estruturas foram destruídas por processos de dissipação. Essas dunas são constituídas predominantemente por areias avermelhadas. De acordo com Martin et al. (1988), este tipo de duna é mais recente do que 120.000 anos A.P. e mais antigas do que 7.000 anos A.P.

Há dunas fixadas compostas de areias brancas e amareladas. Estas recobrem os depósitos marinhos pleistocênicos e holocênicos, bem como os depósitos fluviais recentes. Martin et al. (1988) as referem como holocênicas. Essas dunas podem ser reativadas caso sua cobertura vegetal seja eliminada pela ação antrópica.

As dunas ativas são formadas somente de areias brancas. Estas normalmente ocorrem mais próximas à linha de praia. Entretanto, no campo ao sul da planície, são encontradas dunas ativas a 2 km do litoral.

#### 7.2.1.4 - Rampas de dissipação

As rampas de dissipação (coluviais-aluviais) situam-se na baixa encosta do Costão da Pinheira (figs. 10.49 e 10.50). São formas suavemente inclinadas, desenvolvidas a partir da dissipação de dunas de captação.

As rampas de areia foram formadas por complexos escorregamentos, aos quais as dunas foram submetidas. Grande quantidade de material coloidal, oriundos do manto de intemperismo dos granitos locais, foi introduzida nas dunas por corridas de lama. A modificação das estruturas originais, bem como a impregnação de areias com material coloidal são relacionadas às mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário. Épocas mais secas, com chuvas concentradas e modificação no revestimento florístico, favoreceram a erosão e remobilização do material encosta abaixo, por processos morfogenéticos (gravitacionais e pluviais) Biga-

rella, 1974).

As chuvas concentradas dissipam as estruturas originais da duna, espalhando as areias ao redor e formando um manto que diminui de espessura à medida que se afasta da mesma. A rampa de areia forma-se pelas corridas de areia e pela coalescência de numerosos pequenos leques aluviais (Bigarella, 1974).

Além da ação de dissipação pelas águas, as dunas podem também ser submetidas à atuação de processos pedogenéticos, dando origem a horizontes de solo (Bigarella, 1974 e 1975). Na rampa do Costão da Pinheira o processo de pedogenização foi observado somente na camada da superfície atual.

Nas rampas de dissipação, as estruturas caracterizam-se por faixas ou lamelas (Bigarella, 1974). Constituem áreas de descontinuidade e fraqueza, enriquecidas e salientadas pela precipitação de colóides ao longo das mesmas, durante a deposição de materiais transportados em fluxos de areias, posteriormente enriquecidos por acréscimos laterais e verticais de colóides (Justus, 1985).

Na rampa de dissipação estudada observou-se quatro camadas distinguíveis pela variação cromática. Em cada uma dessas haviam lamelas ondulantes e contorcidas (fig. 10.49) de material mais coerente que, entretanto não apresentou diferenças granulométricas significativas (fig. 10.51). Essa rampa é formada predominantemente de areia, sendo ínfima a quantidade de grânulo e silte. Como estruturas características foram observadas ainda perturbações pelo crescimento de raízes e atividades de animais.

### 7.2.2 - Planície fluvial

Encontra-se na área um sistema fluvial, cujas cabeceiras situam-se na Serra do Tabuleiro. Trata-se da parte terminal da bacia antes de atingir o oceano.

#### 7.2.2.1 - Leques aluviais

O início da planície, junto ao relevo acidentado, apresenta vestígios de leques aluvionares pretéritos, dissecados, bem como feições atuais.

O leque aluvial apresenta a forma de um segmento de cone com ápice no ponto onde o canal fluvial sai da região montanhosa. O perfil longitudinal é ligeiramente côncavo. Sua superfície apresenta um aspecto anastomosado, da drenagem radial divergente (Suguo & Bigarella, 1979).

A declividade, via de regra, é relativamente suave, podendo atingir inclinações de até cerca de 10°, sendo mais comum 3° a 6° (Reineck & Sing, 1973). A inclinação diminui para jusante de forma descontínua, caracterizando três porções: superior, média e basal (Blissenbach, 1954; Bull, 1964). Popp (1987) refere-se a estas porções como: proximal, média e distal, respectivamente.

Os sedimentos são geralmente avermelhados, constituídos por matacões, seixos, areias, siltes e argilas. Os depósitos grosseiros, conglomeráticos, concentram-se no ápice (porção proximal). Para jusante, o leque passa gradualmente a corpo arenoso (porção média), originado pelo fluxo anastomosado, e finalmente para depósitos de lama (porção distal) (Popp, 1987). A granulação depende da energia ambiental e principalmente do desnível orográfico (João José Bigarella, inf. oral).

A deposição no leque aluvial ocorre a partir do ponto onde o gradiente fluvial diminui abruptamente no limite do relevo acidentado. Entretanto, não é motivada por diminuição brusca na declividade do curso de água como acreditavam Chamberlain & Salisbury (1909), mas por mudança na geometria hidráulica do fluxo, pelo abandono do confinamento do canal principal (Bull, 1964). Isto é, principalmente pela diminuição na profundidade e na velocidade do fluxo, que resultam do aumento da largura do canal, quando o fluxo se espalha sobre o leque (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos de leque, formaram-se tanto pela ação do fluxo torrencial em lençol, derivado das enxurradas, como pela ação de fluxos confinados nos canais anastomosados. Os primeiros são geralmente caracterizados por estruturas sedimentares plano-paralelas (regime de fluxo superior) e os segundos, por estruturas entrecruzadas, predominantemente do tipo acanalado (regime de fluxo inferior) (João José Bigarella, inf. oral).

Na fase torrencial, que origina o fluxo em lençol, a energia é máxima e a estratificação é plano-paralela. Com a diminuição da torrencialidade, as águas passam a fluir nos inúmeros canais do sistema anastomosado (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos formados predominantemente por movimentos de massa, embora semelhantes na forma, caracterizam os cones de corridas de detritos (**debris-flow cones**) (Suguio & Bigarella, 1979).

A literatura refere ocorrência de leques junto a relevos íngremes, devida à ação tectônica ou, eventualmente, erosão. Não encontramos referência ao papel das mudanças climáticas na origem e distribuição dos leques aluvionares.

Entretanto, a literatura refere a ocorrência mais frequente dos leques em regiões semi-áridas, com vegetação aberta, onde as chuvas são concentradas e torrenciais, originando fluxos intermitentes.

Na área de estudo, tais condições não existem atualmente não ocorrendo também a formação de leques aluviais. As condições hodiernas não são propícias para o desenvolvimento das estruturas primárias e dos aspectos texturais encontrados nos depósitos arenosos das localidades de Massiambu Pequeno e Sertão do Campo, no vale inferior dos rios Massiambu Pequeno e da Madre.

Na transição climática para o úmido e mesmo dentro deste, os depósitos da fase anterior semi-árida, foram recobertos por sedimentos mais finos, depositados nas planícies de inundação

do sistema meandrante atual, indicando uma mudança drástica no regime fluvial.

No registro geológico, raramente os leques são preservados, a menos que tenham sido originados em áreas subsidentes como, por exemplo, as depressões intermontanas de origem tectônica, principalmente os "grabens". Os leques, nesta região, chegam a coalescer, originando extensos planos inclinados, conhecidos como piemontes aluviais (Suguo & Bigarella, 1979).

Os depósitos dos leques aluviais da área estudada são predominantemente grosseiros (arenosos ou rudáceos), com graus de arredondamento variáveis, desde angulares a subarredondados. As frações finas siltico-argilosas ocorrem na forma de finas camadas intercaladas entre aquelas mais grosseiras.

Na porção superior do leque localizado na área de Massambu Pequeno (fig. 10.44 a 10.46), verificou-se a predominância, de certo modo, de materiais arenáceos, além de uma contribuição pouco significativa de material siltico-argiloso. Nesta porção, na realidade, encontrou-se remanescentes de um antigo leque dissecado. O material mais grosseiro, composto de matações e blocos, foi encontrado a jusante desta.

Nos vestígios de leques aluviais do Rio da Madre (figs. 10.8 a 10.43), predominam os depósitos arenosos ricos em estruturas primárias características, envolvendo seixos, blocos e até matações de grande porte. Ocorrem ainda, bolas de argila e uma camada areno-siltico-argilosa, envolvendo um grande matação.

#### 7.2.2.2 - Terraços

No início da planície, no curso inferior do Rio da Madre são observados vários níveis de terraços, inclusive barrando cursos, dando origem a pequenas lagoas.

Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação abandonadas (Leopold et al., 1964). Consistem de área plana ou em bancadas, de extensão variável, limitada de um lado por um terreno mais elevado e do outro por barrancos em direção ao curso atual dos rios. Estes situam-se bem acima do nível atual do rio, não sendo atingido pelas águas nem mesmo durante as enchentes normais.

De acordo com Martin et al. (1988), os depósitos aluviais mais grosseiros, em geral, são mais antigos do que os mais finos. Correspondem os primeiros a condições paleoclimáticas semi-áridas, enquanto os últimos foram formados sob condições de paleoclimas semelhantes às atuais.

/Na área estudada, estes terraços são compostos basicamente pela associação de camadas de cascalho e depósitos arenosos. Os depósitos mais finos foram encontrados a jusante dos mais grosseiros, o que sugere duas fases diferentes de deposição./

### 7.2.2.3 - Rampas colúvio-aluviais

As rampas colúvio-aluvionares são feições suavemente inclinadas para o centro do vale, que recobrem os baixos terraços. Originaram-se essencialmente por processos de solifluxão e de escoamento superficial, desenvolvidos em várias etapas e de maneira cíclica.

O caráter aluvial é dado às rampas pelo espraiamento de depósitos colúviais nas bordas de vales de fundo chato. Estes, cobrindo aluviões ou se interdigitando com os mesmos, tornam difícil a separação dos dois tipos de depósitos.

As condições climáticas vigentes durante a formação das rampas colúvio-aluvionares constituem uma questão que permanece em aberto. Seu desenvolvimento parece estar associado à umidificação do clima. Contudo, nas flutuações climáticas do úmido para o seco, as chuvas podem contribuir para a saturação, com água, do manto do intemperismo, promovendo então solifluxão generalizada (Bigarella & Mousinho, 1965)

As rampas colúvio-aluvionares são constituídas por produtos detríticos provenientes das vertentes, caracterizados pela ausência de estrutura e baixo coeficiente de seleção. Na área estudada, predominando, os sedimentos arenosos. Entretanto registrou-se, em todas as amostras, percentagens de grânulos, silte e argila.

### 7.2.2.4 - Planície de inundação

A planície de inundação é a capa detrítica que recobre os terrenos planos que margeiam os canais fluviais dos rios. É também considerada o leito maior dos rios.

Na Planície do Campo de Araçatuba as planícies de inundação ocorrem ao longo do curso inferior dos rios Massiambu e da Madre e de seus afluentes.

A largura da planície de inundação depende do tamanho do rio, da ordem relativa de encaixamento e da resistência das rochas das paredes dos vales (Leopold et al., 1964). Na área, os rios são relativamente estreitos, porém são margeados por terrenos largos e planos. A espessura da planície de inundação, que no início é pequena, tende a se expandir durante as cheias, apesar de haver escavação e preenchimento (Bigarella & Mousinho, 1965).

Num corte nas margens do Rio da Madre (fig. 10.43), na localidade de Morretes, nas cinco amostras em seqüência vertical, predominam as areias finas. Quantidade insignificante de silte aparece apenas em algumas delas.

Os terrenos ocupados pelo curso inferior dos rios Massiambu e da Madre têm sido referidos por Martin et al. (1988) como formados por sedimentos argilosos e arenosos de lagoas e baías, datados do Holoceno.

Os depósitos de planície de inundação propriamente ditos representam sedimentação vigente em clima úmido, caracterizando a paisagem do fundo do vale.

As diferentes formas de modelado existentes nas unidades geomorfológicas Serra Litorânea e Planície Costeira podem ser identificadas na figura 7.1 e no Mapa Geomorfológico (no envelope), respectivamente.

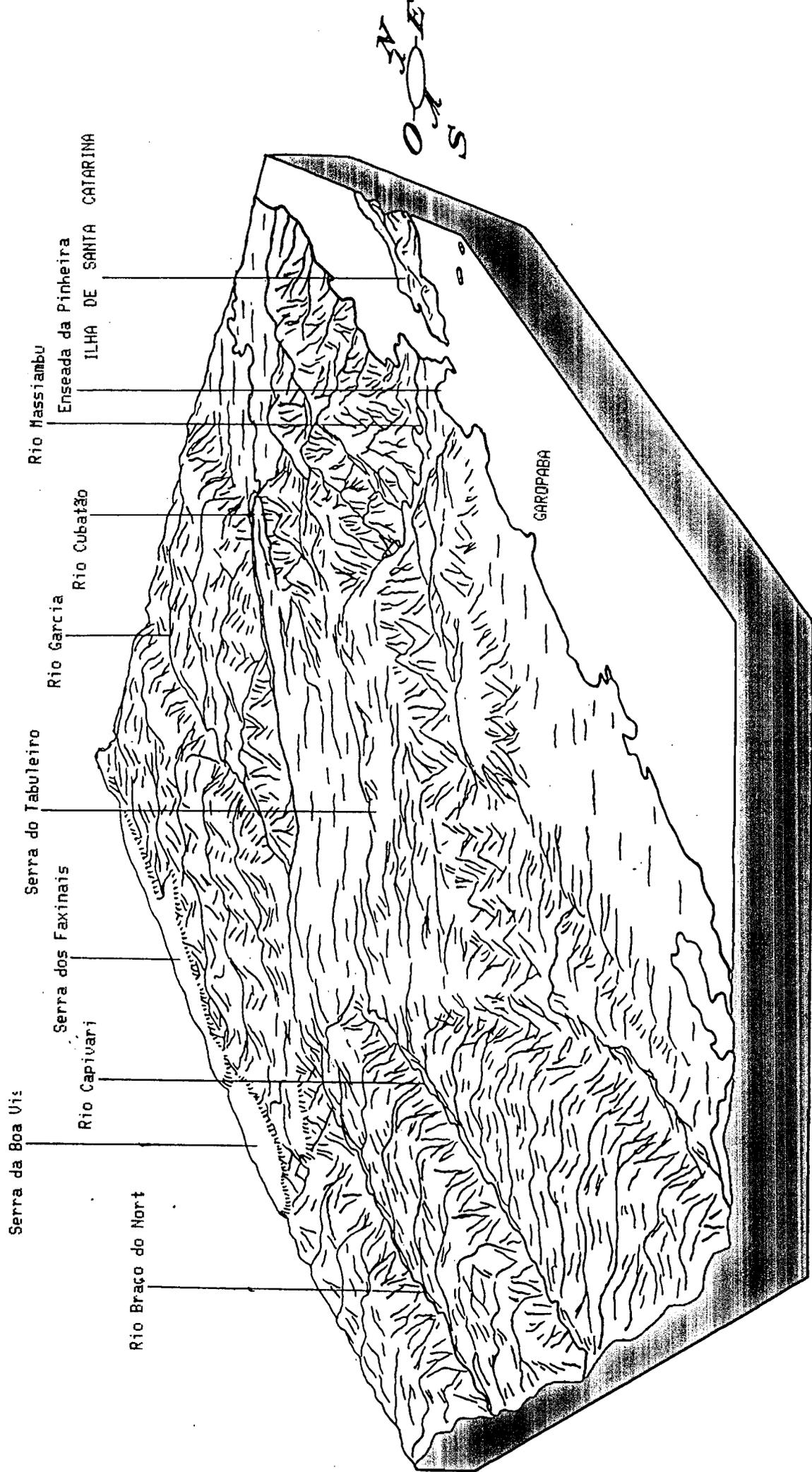


Fig. 7.1 - Bloco-diagrama da Serra do Tabuleiro (adaptado de Peluso Jr., 1952).

## **8 AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E PROCESSOS**

### **8.1 - Marinheiros**

#### **8.1.1 - Considerações sobre o transporte**

Os principais agentes de transporte, que constróem e modificam a costa e suas adjacências submarinas, são as ondas e as correntes litorâneas.

O empilhamento das águas junto à costa, causado pelas ondas, tende a produzir correntes na área afetada pela perturbação; e estas, por sua vez, reagem contra as correntes de marés, e assim por diante. Junto à costa, todos os movimentos estão sujeitos a mudanças a curta distância (Bigarella & Suguio, inédito). Quando a costa é complexa, o movimento das ondas torna-se heterogêneo, com formação de correntes pulsantes (Zenkovich, 1967).

O movimento oscilatório das ondas e as irregularidades nas correntes da zona litorânea, tornam o transporte dos sedimentos nas praias mais complexo que em canais e rios. Nestes, o transporte por fluxo contínuo permite a determinação de uma força de arraste (**shear stress**) representativa. Entretanto, os princípios físicos envolvidos devem ser essencialmente os mesmos (Bruun & Lackey, 1962).

Na praia, como resultado do movimento oscilatório das águas (saca e ressaca), os sedimentos são rolados para frente e para trás, com pequeno deslocamento lateral em direção à propagação das ondas. A capacidade de transporte na ressaca é menor que na saca, devido a parte da água se infiltrar nas areias da praia e a onda retornar apenas por gravidade (Bigarella et al., 1966).

Para Inman (1960), as ondas e correntes derivadas das praias arenosas, são os principais fatores atuantes no estado de equilíbrio da distribuição dos detritos litorâneos.

Pires Neto (1978) refere que "a intensidade da ação das ondas e das correntes depende da orientação da praia, a qual, por sua vez, se relaciona com o tamanho das ondas e com a direção preferencial dos ventos".

Quando as ondas atingem as praias sob ângulos de 40 a 50°, a velocidade de transporte e o volume de sedimentos transportados são maiores. Admite-se serem igualmente importantes, neste sentido, a granulometria das partículas e os parâmetros médios das ondas (Mendes, 1984).

Estando o perfil da praia e os sedimentos praiais sujeitos à ação das ondas e de outros fatores de intensidade variável, três zonas de diferentes intensidades de energia podem de-

envolver-se: a zona de turbulência e arrebatção, a zona de movimentação ou translação e a zona de espraiamento (Fig. 8.1).

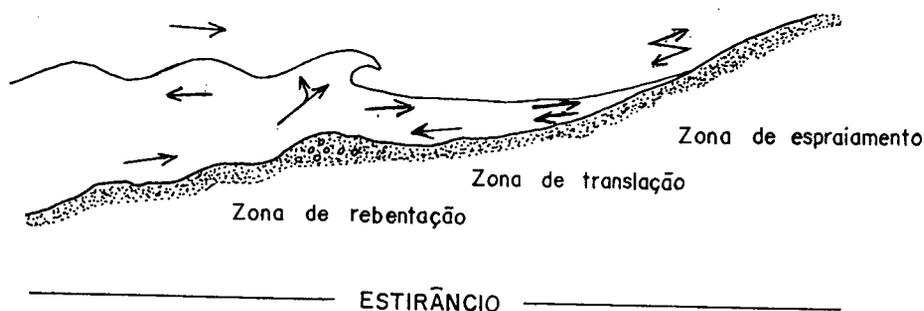


Fig. 8.1 - Representação esquemática da hidrodinâmica litorânea acima do nível de base das ondas (substrato arenoso) (segundo Mendes, 1984).

A zona de arrebatção e também a zona de deposição dos sedimentos grosseiros estão continuamente em movimentação, devido à variação da maré. Esta movimentação acontece em função da amplitude de marés (Pires Neto, 1978).

Na zona de turbulência e arrebatção (**breaker zone**) é acumulado o material grosseiro, cujo transporte se dá por arrastamento. Neste ponto, as ondas dispõem de sua maior energia, colocando somente o material fino ( $<0,1$  mm) em suspensão. Entretanto, a maior parte desse material retorna para o mar, pelo refluxo (Pires Neto, 1978).

De acordo com Mendes (1984), "as ondas podem selecionar os sedimentos de praia com grande eficiência. As partículas mais finas são transportadas para a plataforma continental e as mais grosseiras são selecionadas de acordo com a granulometria".

A zona de movimentação ou translação (**surf zone**), situa-se entre a zona de arrebatção e o limite inferior do estirâncio. Para alguns autores, esta inicia-se na linha mais externa da arrebatção. Esta zona não se configura em praias muito inclinadas (Mendes, 1984).

Nesta zona, o transporte de areia dá-se, principalmente, como carga de fundo (75%) e em menor porcentagem (25%) como carga suspensa (Komar, 1978). A carga de fundo é movida por deslizamento, rolamento e saltação. A carga suspensa é movida nas correntes litorâneas (**longshore currents**) e ondas de arrebatção (Ruhe, 1975).

Na zona de espraiamento (**swash zone**), onde a massa de água flui para cima e retorna para o mar por influência da gravidade, os sedimentos são movidos em zig-zag. Como normalmente ocorre um movimento das ondas oblíquo à praia, as partículas de areia no fluxo da onda são movidas para a praia acima em direção da propagação da onda, enquanto que no refluxo retornam seguindo a linha de maior inclinação do estirâncio (Bigarella et al., 1966). Segundo Kuenen (1950), em virtude da ação oblíqua das ondas nas praias, a areia mais grosseira desloca-se mais rapidamente que a areia mais fina.

#### 8.1.1.1 - Ondas

As ondas desempenham importante papel na determinação das características dos ambientes costeiros, tanto em termos físicos como biológicos. Sua ação se dá pelo impacto direto na praia e pelo transporte de sedimentos.

A maioria das ondas são produzidas pelo atrito do vento com a superfície aquosa. As ondas que resultam da ação do vento propagam-se muito além da região de origem (Bigarella & Suguio, inédito). As ondas originadas pelos ventos não migram necessariamente na sua direção, porém num espectro de direções (Vollbrecht, 1957)

Normalmente, as vagas são conseqüentes à ação dos ventos predominantes. Os ventos que sopram junto à costa variam periodicamente. A alteração no rumo predominante (**fetch**) do vento, é acompanhada pela direção das ondas mais fortes (Bigarella & Suguio, inédito).

Ao largo da costa da Flórida, por exemplo, o rumo predominante (**fetch**) no verão é do sul, procedendo desta região, a direção das ondas mais fortes. As condições de ondas mais fracas ocorrem no inverno, quando os ventos de noroeste sopram da terra para o mar (Gorsline, citado por Bigarella & Suguio, inédito).

As características das vagas dependem da velocidade e duração dos ventos, do comprimento e do rumo, além das particularidades hidrográficas da costa. É a energia das ondas o fator mais importante no controle da dinâmica costeira, pela erosão das formações litorâneas, transporte e deposição de sedimentos, entre outros eventuais fenômenos (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando a energia do vento é transferida para a superfície das águas por uma força tangencial, é criada uma turbulência do fluído, formando-se ondas que passam a atuar como obstáculos ao seu fluxo, originando diferenças de pressão entre as áreas de barlavento e sotavento. Essa diferença de pressão propicia a propagação e o crescimento das ondas. Este modo de formação das ondas foi estudado e proposto por Jeffreys (1925), Munk & Sverdrup e Milles, citados por Pires Neto (1978).

Na ausência de vento verifica-se também um movimento de transporte de água no sentido da propagação das ondas. Isso ocorre em virtude das partículas de água, em seu movimento orbital, moverem-se ligeiramente mais rápido no sentido da propagação das ondas do que no sentido contrário. Ao completar uma revolução na órbita a partícula sofre um pequeno avanço (Kuenen, 1950).

A onda caracteriza-se pelo seu comprimento de onda (C), pela altura (A) e pelo período (T). O comprimento corresponde à distância horizontal entre duas cristas sucessivas. A altura é a medida vertical, representada pela diferença de cota entre a calha ou base da onda e a crista. O período constitui o intervalo de tempo decorrido entre a passagem de duas cristas consecutivas por um ponto fixo no espaço (Pires Neto, 1978).

A velocidade de transporte é considerável nas ondas altas e íngremes, porém muito pequena nas ondas baixas de período longo (Bigarella & Suguio, inédito). Em água rasas as ondas atingem o fundo, e o movimento orbital das partículas de água passa de circular a elíptico, com base cada vez mais achatada, até que o movimento se transforme num vai-e-vem retilíneo (Kuenen, 1950).

Nas ondas de altura muito pequena, nas quais a relação comprimento-altura é de 100:1 ou mais, o perfil aproxima-se da senóide. Entretanto, a forma real da onda é uma trocóide, cuja crista é estreita e íngreme e a calha ampla (Bigarella & Suguio, inédito).

A velocidade da onda (V), é a razão de propagação, que é obtida pela relação entre o comprimento de onda e o período, segundo a expressão:

$$V = \frac{C}{T}$$

Na propagação das ondas trocoidais, as partículas descrevem órbitas circulares, cujo raio é igual a "r" junto à superfície, e menor em profundidade, embora o período e o comprimento das ondas permaneçam constantes. A velocidade de propagação de uma onda trocoidal, segundo Gerstner (citado por Zenkovich, 1967), é:

$$V = \sqrt{gC/2\pi} \approx 1,25 \sqrt{C}$$

O período e o comprimento de onda apresentam a seguinte relação:

$$T = \frac{\sqrt{2\pi C}}{g} \approx 0,8 \sqrt{C}$$

A onda alcança seu tamanho máximo quando o vento se mantém por grandes distâncias. Quanto mais forte o vento mais longo o tempo para o desenvolvimento de ondas máximas. A velocidade das ondas aumenta rapidamente com o tempo e chega a ser uma vez e meia mais veloz do que o vento que a formou (Bigarella & Suguio, inédito).

A altura das ondas depende da força e duração da ação do vento, do comprimento e do rumo da onda (fetch). Em águas profundas a relação entre altura e comprimento encontra-se entre 0,03 e 0,065 (Zenkovich, 1967).

Kuenen (1950) exemplifica com as alturas máximas de ondas para um vento de 60 km/h:

Rumo em km	5	10	20	50	100	500
Altura máxima em m	0,9	1,4	2,0	3,1	4,2	6,2

As maiores ondas são encontradas no Hemisfério Sul, ao

largo da costa da Antártida, devido ao grande comprimento do ru-  
mo, alta velocidade dos ventos e sua longa duração. Alturas de  
mais de 15 m são excepcionais. A esta altura corresponde um com-  
primento de onda de 300 m. Comprimentos maiores, de até 824 m,  
têm sido referidos (Kuenen, 1950).

Segundo Tanner (1971), o comprimento das ondas e/ou  
sua altura influem de forma considerável na granulação e no  
espaçamento das cristas das marcas de ondulação.

#### 8.1.1.1.1 - Energia das ondas junto à praia

As ondas superficiais produzidas pela ação da força dos  
ventos superficiais são as principais responsáveis pelas mudanças  
na praia. Assim sendo, a partir do conhecimento dos ventos domi-  
nantes, é possível formular uma previsão das características de  
tais ondas (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando uma onda atinge a região costeira, transforma a  
energia que lhe foi fornecida pelo vento em trabalho. Dessa for-  
ma, altera a morfologia da costa através da operação de uma série  
de processos (Zenkovich, 1967). Na teoria da trocóiide, referida  
por Bigarella & Suguio (inédito), as energias potencial e ciné-  
tica são iguais, e sua soma é dada pela seguinte expressão:

$$E = \frac{1}{8} A^2 C$$

onde A e C representam, respectivamente, a altura e o comprimento  
da onda.

Nos problemas de erosão costeira é importante conhecer  
a energia envolvida. Stapor (1971) usa uma técnica baseada na  
quantidade de areia movida e a distância percorrida num dado  
tempo. O volume é transformado em massa (m) e a distância e tempo  
em velocidade (v), de sorte a aplicar a fórmula da energia ciné-  
tica:

$$E = \frac{mV^2}{2}$$

Esta fórmula possibilita uma estimativa do trabalho  
realizado. Na costa do golfo do México, a SW de Tallahassee  
(Flórida), para diferentes áreas, num período de 68 anos, a média  
dos valores varia desde 0,3 x 10 erg/seg (energia muito baixa)  
até 170 x 10 erg/seg (energia moderadamente alta) (Stapor, 1971).

#### 8.1.1.1.2 - Tipos de ondas

##### A - Ondas de águas profundas

As ondas originadas em águas profundas, pelos ventos ao  
largo da costa, são denominadas **vagas de longo comprimento**  
(**swell**) (Bigarella et al., 1966). Pires Neto (1978) refere-se às

mesmas como "distendidas".

Em mar aberto, as dimensões das ondas dependem da velocidade (= energia) e duração dos ventos que a geram, bem como da superfície de água disponível. Nos locais onde as ondas são formadas, o padrão de movimentação da superfície marinha é muito complexo, apresentando ondas com períodos, amplitudes e sentido de propagação variáveis. Porém, à medida que se afastam da área de formação, as ondas gradualmente deixam de sofrer a influência do vento, adquirindo um padrão mais regular. Com a distribuição de sua energia por maior extensão do oceano, a amplitude das ondas diminui, entretanto, seu comprimento é mantido (Bigarella & Suguio, inédito). O comprimento dessas ondas é inferior ao dobro da espessura da lâmina d'água, ou seja, sua ação não afeta o fundo (Mendes, 1984).

### **B - Ondas de águas rasas**

A uma profundidade de cerca de metade do comprimento de onda, as ondas começam a encontrar o fundo (Bruun & Lackey, 1962). Em águas rasas, depois que a base toca o fundo, a velocidade e o comprimento diminuem, a amplitude aumenta e a porção frontal torna-se mais inclinada para frente até tombar, ocorrendo a quebra ou arrebatamento da onda. Dessa forma, a zona de arrebatamento é seguida pela zona de surfe, que é sucedida pela zona de espraiamento da onda, em direção à praia (Bigarella & Suguio, inédito). As ondas de águas rasas apresentam, em perfil, crista estreita e alta, contrastando com sua depressão larga e chata (Mendes, 1984).

Durante as tempestades, as ondas são mais longas e seu nível de base efetivo alcança partes mais profundas da frente praial (estirâncio e pós-praia), afetando, assim, as características dos sedimentos de fundo (Bigarella & Suguio, inédito).

As ondas de tempestades, também referidas como vagalhões ou mar crespo, são consideradas como um tipo de onda confuso e irregular. Formam-se onde agem os ventos de tempestades locais (Bigarella & Suguio, inédito). Pires Neto (1978), refere-se às ondas irregulares e de difícil caracterização, geradas na área de influência dos ventos, como "marinhas".

### **C - Ondas de oscilação e ondas de translação**

As ondas de oscilação propagam-se através de movimento oscilatório das partículas de água sem que estas sofram um deslocamento considerável (Mendes, 1984).

Em águas profundas, a influência das ondas de oscilação é muito limitada abaixo da superfície da água, devido ao movimento orbital das partículas de água que é muito pequeno no sentido de propagação das ondas (Bigarella & Suguio, inédito).

Um tipo de onda de translação forma-se quando a trajetória das partículas de água segue o sentido de propagação da onda. Isto ocorre em águas rasas e especialmente próximas à zona

de arrebentação, onde as ondas perdem continuidade, tornando-se individualizadas (Bigarella & Suguio, inédito).

O efeito das ondas de translação é o efetivo deslocamento de água, pelo qual os detritos são arrastados no sentido da costa, quando passam as suas cristas, e no sentido do mar, quando passam as suas depressões. Com a proximidade cada vez maior do fundo as ondas têm sua altura aumentada, o que as tornam assimétricas, com o flanco mais inclinado voltado para o lado da costa e o mais suave para o lado do mar, até a arrebentação. Ocorrem, freqüentemente, duas linhas de arrebentação separadas por uma depressão (**longshore trough**). Esta é relativamente profunda e nela as ondas de translação podem reorganizar-se em pequenas "ondas de oscilação" (Mendes, 1984).

#### D - Arrebentação e surfe

Com a aproximação da costa e o contato com o fundo, ocorre inicialmente um ligeiro decréscimo na altura das ondas. Em seguida há, progressivamente, um aumento na sua altura e ingriedade, tornando as cristas agudas até o ponto da arrebentação, de onde saltam para a frente desintegrando-se numa massa turbulenta. As vagas de longo período sofrem um aumento de quase duas vezes a altura original, enquanto a altura das ondas de período curto pouco se modifica (Bigarella & Suguio, inédito). A quebra da onda é acompanhada por aceleração e velocidade progressivamente altas (Bruun & Lackey, 1962).

A profundidade na qual ocorre a arrebentação relaciona-se com a altura da onda, sua natureza e direção e força do vento. Na arrebentação mergulhante, a frente da onda torna-se côncava e a crista pende para frente e parece cair verticalmente. Ocorre quando a profundidade da água é aproximadamente igual à da altura da onda. Na arrebentação progressiva, a profundidade da água é maior do que a altura da onda (Bigarella & Suguio, inédito). A arrebentação mergulhante ocorre durante longos períodos de vagas suaves, enquanto a que se derrama se relaciona com ondas geradas por ventos locais (Shepard, 1948).

#### E - Refração das ondas

A refração de ondas ocorre devido à influência da topografia do fundo oceânico sobre o padrão de propagação das mesmas.

Em águas profundas, as cristas das ondas movem-se paralelas ao contorno de fundo. Em águas rasas, ao aproximar-se em ângulo agudo em relação às isóbatas e à linha de costa, a onda encontra profundidades diferenciadas. Em virtude das diferenças de profundidade sua velocidade e comprimento de onda são também reduzidos diferencialmente. Quando certa porção da frente da onda atinge partes mais rasas passa a ser defletida. Ao largo de muitas costas, devido à grande variação de profundidade, a frenagem das ondas se faz de forma diferencial (Goldsmith, 1972).

A distribuição de energia ao longo da linha de praia tem como fator mais importante o padrão de refração da onda. Em

linhas de costa com contorno retilíneo ou suavemente curvo e curvas de nível paralelas àquela conformação, a distribuição da energia das ondas é aproximadamente uniforme em toda a sua extensão. Por outro lado, naquelas com fortes irregularidades de fundo, a energia da onda é concentrada nas feições emersas, principalmente recifes e ilhas. Quanto maior a concentração de energia de onda em determinado local da costa, mais intensa será a erosão neste local, do contrário, a distribuição será mais uniforme, e a erosão menor. A refração das ondas demonstra uma concentração de energia a montante dos altos topográficos e uma diminuição a montante dos baixos (Goldsmith, 1972).

Munk & Taylor (1947), analisaram as relações básicas entre refração das ondas e os padrões resultantes da energia da onda na praia, bem como seus processos. Os referidos autores verificaram que, para um trecho de 3 km de costa, os raios das ondas tendem a divergir para a montante da cabeceira do canhão submarino e a convergir nas áreas situadas entre os canhões. As ondas mais altas ocorrem onde os raios (ortogonais) tendem a convergir, e as menores ondas, onde os raios são divergentes.

Ondas longas são mais refratadas do que ondas curtas pois atingem o fundo antes do que estas que apresentam menores variações de altura junto à costa. A localização das desembocaduras ou calhetas ao longo das restingas arenosas depende muitas vezes do padrão de refração das ondas (Bascom, 1954). Onde as ortogonais divergentes atingem a praia, as bermas possuem menores alturas em função da menor altura da onda, facilitando o acesso dos rios ou lagoas ao oceano (Bigarella & Suguio, inédito).

De acordo com Bigarella & Suguio (inédito) o estudo da refração das ondas vem sendo realizado, objetivando a solução dos sérios problemas ligados à erosão e acreção na praia (Goldsmith & Colonnell, 1970); o emprego do modelo de padrão de ondas ("Wave climate") na análise da morfologia dos deltas fluviais (Coleman & Wright, 1971); o desenvolvimento e manutenção de células sedimentares e morfológicas na área peripraial (May & Tanner, 1973); o planejamento dos surfes recreativos (Walker et al., 1972); a implantação de calhetas com molhe (Goldsmith et al., 1973); entre muitas outras aplicações.

Na área estudada, a refração das ondas é, em parte, responsável pela configuração da costa. O padrão em arco das restingas e da Enseada da Pinheira deve-se à refração das ondas em antigas e atuais ilhas como o Costão da Pinheira, ilha dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequena, Fortaleza e mesmo no Costão da Guarita, sul da Ilha de Santa Catarina. A refração das ondas nas ilhas dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequeno e Fortaleza, causando a sedimentação na retaguarda da primeira, no lugar de encontro dos dois conjuntos de ondas refratadas, proporcionou o desenvolvimento do Tômbolo dos Papagaios Grande.

#### 8.1.1.1.3 - O trabalho das ondas

A ação das ondas pode ter dois tipos de efeito sobre a praia: **erosão** e **deposição**.

A **erosão** é causada por ondas irregulares, íngremes (inclinação menor que 0,03) e de alta frequência (13-15 por minuto), resultantes de ventos fortes, do mar para a terra. O efeito erosivo deve-se ao ângulo de arrebatamento, que gera pouco fluxo de sedimentos praia acima, e à alta frequência, que resulta em refluxo efetivo, dificultando a percolação.

A **deposição** ocorre pela ação de ondas longas e regulares, de baixa frequência (6-8 por minuto) e mais oblíquas em relação à superfície da praia, resultantes da ação de ventos longínquos. A menor frequência e o ângulo de arrebatamento mais oblíquo favorecem um fluxo de sedimentos mais efetivo e uma considerável percolação.

As ondas que provocam os efeitos acima descritos são denominadas "ondas destrutivas" (**destructive waves**) e "ondas construtivas" (**constructive waves**) (Lewis, citado por Kuenen, 1950 e por Sparks, 1961; Kuenen, 1950; Sparks, 1961; Mendes, 1984).

Pires Neto (1978) menciona que durante a atuação de ondas altas de períodos curtos, quando as areias são mantidas em suspensão, também a praia se retrai devido a movimentação dos sedimentos dentro do estirâncio e ao forte refluxo das ondas.

De acordo com Inman (citado por Pires Neto, 1978) as praias atingem seu melhor desenvolvimento quando da presença de oscilação das águas na zona de translação. Sob a ação das cristas da onda, a turbulência e a força de suspensão são máximas, ocorrendo, contudo, deposição dos sedimentos clásticos. A atuação de ondas pequenas, em particular, movimenta, na praia, o material, que permanece em suspensão somente durante a passagem da crista da onda. O material fino, que permanece em suspensão durante os intervalos de onda, é posteriormente transportado para o largo pelas correntes de retorno, durante os períodos de grandes ondas (Pires Neto, 1978).

Bigarella et al. (1966) atribuem, também à granulação e composição, a variação na intensidade da ação das ondas, destrutiva ou construtiva.

A ação das ondas na zona litorânea é suficientemente intensa para mover todo tipo de material, formando depósitos com diferentes composições granulométricas. Entretanto a composição dos depósitos praias não são afetados somente pela ação das ondas, mas dependem amplamente do tipo de material disponível (Pires Neto, 1978).

Em águas rasas, devido à fricção no fundo, a erosão e o transporte de sedimentos são mais efetivos (King, 1961). Entretanto, a energia das ondas é reduzida pelo atrito (Bigarella & Suguio, inédito).

Bigarella & Suguio (inédito) referem que as mudanças históricas da linha de costa refletem grandes variações na altura das ondas e, embora menos, também no tamanho dos grãos. O aumento dos grãos é função de um incremento da energia das ondas na praia. As mudanças nos parâmetros das ondas ao longo da costa re-

fletem-se nos processos praiiais que condicionam a linha de praia.

Na área estudada, a ação dos ventos, que sopram diariamente para a costa, é muito mais forte e efetiva do que a dos ventos que sopram da costa para o mar. Isto torna mais forte o movimento da água junto ao fundo e o poder transportante em direção à costa, contribuindo para o contínuo acúmulo de sedimentos na praia.

#### 8.1.1.2 - Marés

As marés são subidas e descidas periódicas da superfície do mar em virtude da atração gravitacional da Lua e, em menor grau, do Sol. Se não houvesse a interferência dos continentes, ocorreria maré alta nas regiões voltadas e opostas à Lua e maré baixa nas regiões intermediárias. Entretanto, as características das marés são determinadas parcialmente pelo tamanho e forma das bacias oceânicas, sendo seus efeitos sentidos mais fortemente em áreas oceânicas rasas e relativamente fechadas (Bigarella & Suguio, inédito).

As maiores amplitudes de marés (marés de primavera ou de sizígia) acontecem quando a Lua e o Sol se encontram do mesmo lado ou em lados opostos da Terra. As menores variações (marés de quadratura) acontecem quando a Lua e o Sol formam um ângulo reto com a Terra.

Os ciclos astronômicos, isto é, a posição relativa do Sol, Lua e Terra, de intervalos mais longos, também influenciam as variações de amplitude de marés. A Lua, por exemplo retorna a uma posição similar em relação à Terra a cada 27,5 dias, mas sua órbita é tal que ela retorna exatamente à mesma posição relativa a cada 18,6 anos. Considerando tais ciclos, uma determinação precisa do nível médio do mar, a partir das medidas de um mareógrafo, exige observações superiores a esse período. Entretanto para uma estimativa razoável bastam medidas feitas durante dois anos (Bigarella & Suguio, inédito).

As marés máximas requerem além do alinhamento da Terra com a Lua e o Sol, a coincidência deste com as mínimas distâncias entre os referidos astros. Esses eventos, quando acompanhados de ventos fortes e persistentes e dirigidos à costa, causam muitos dos alagamentos costeiros (Shepard, Sullivan & Wood, s.d.).

As amplitudes de variações são pequenas. Em mar aberto são da ordem de 0,5 m, aumentando nas áreas costeiras de águas rasas especialmente em golfos e baías. Quando as amplitudes de marés de primavera são inferiores a 2 m, têm-se ambientes de micromarés; de 2 a 4 m, de mesomarés; e mais de 4 metros, macromarés (Hayes, 1975).

As micromarés são características das costas dos oceanos Atlântico, Pacífico, Índico e mares internos. Áreas de macromarés são encontradas, por exemplo, na baía de St. Michel (NW da França) com mais de 9 m e na baía de Fundy (Canadá) com mais de 15 m. A amplitude máxima conhecida das marés atinge mais de 17 m e ocorre em Burnt Coat Head, na Nova Escócia (Canadá). Neste lo-

cal, as correntes de maré desempenham um papel importante na sedimentação. No Rio Amazonas, as ondas geradas pela entrada das marés no seu estuário atingem alturas de cerca de 9 m, mas em grande parte da costa brasileira tem-se ambientes de micro a mesomarés (Bigarella & Suguio, inédito).

A geomorfologia costeira é consideravelmente influenciada pelos contrastes em amplitudes de marés (Davies, 1964). Quando a amplitude de maré é grande formam-se amplas planícies de maré que enfraquecem a capacidade erosiva das ondas, enquanto marés de pequena amplitude, por outro lado, favorecem a formação de falésia por erosão, pela ação das ondas e impedem a formação de pântanos salobros nas regiões costeiras (Bigarella & Suguio, inédito).

As forças responsáveis pelo fenômeno das marés geram também correntes de marés. As ondas de maré possuem períodos extremamente longos, os quais produzem fluxos na mesma direção por aproximadamente 6 h (Bigarella & Suguio, inédito).

As oscilações de marés são de dois tipos: um é progressivo e o outro é representado pela onda estacionária.

Na oscilação progressiva a calha e a crista da onda de maré avançam. As velocidades são maiores na crista e na calha da onda. A água move-se numa velocidade máxima, numa direção, na enchente, e com a mesma velocidade, porém em sentido oposto, na vazante. Este tipo de maré encontra-se no oceano aberto, não apresentando amplitudes muito altas (Shepard, 1948).

No tipo de onda estacionária, a calha e a crista se mantêm fixas horizontalmente. A velocidade máxima ocorre aproximadamente na meia maré, fluindo durante a enchente. Os pontos de maior velocidade estão nos nós e os de menor nos antinós, onde as águas sobem e descem. Nos nós as flutuações de nível são mínimas e nos antinós são máximas. Este tipo desenvolve-se em corpos de água parcialmente fechados, como, por exemplo, na baía de São Francisco (Califórnia) (Shepard, 1948).

Os valores máximos das velocidades da vazante e da enchente, bem como a duração dos períodos de tempo envolvidos no fluxo de maré, não são necessariamente iguais. Estas discrepâncias na velocidade e na duração do fluxo resultam em correntes residuais, cuja resultante pode dirigir-se tanto na direção da corrente de enchente como naquela da vazante. A diferença da altura entre as marés nos diferentes pontos da costa também gera correntes residuais. O padrão de distribuição do fluxo residual é extremamente complexo e parece variar com o tipo de maré (Bigarella & Suguio, inédito).

Robinson (1966) admite que as marés podem tornar-se efetivas quando combinadas com a ação das ondas sobre o fundo. Nestas condições, em velocidades superiores a 1 nó, elas podem transportar sedimentos de granulação maior, até mesmo de cascalho fino. Caso contrário, em virtude de sua pequena velocidade junto à praia, ela por si só seria incapaz de transportar sedimentos, embora pudesse modificar a forma do fundo (Bigarella & Suguio, inédito).

### 8.1.1.3 - Correntes litorâneas

As correntes litorâneas representam um complexo sistema de transporte de sedimentos, em direção à praia e ao longo desta, dentro da zona de translação. São produzidas pelo deslocamento da água para a praia, causado pelas ondas de arrebatamento. O transporte de sedimentos se dá, em sua maior parte, paralelamente ao litoral.

Os movimentos superficiais das águas são influenciados pelas variações sazonais na direção e intensidade dos ventos. As correntes aumentam lentamente de intensidade até um máximo, dependendo da força do vento, decrescendo paulatinamente com o decréscimo da sua atividade, podendo continuar a fluir mesmo após a parada do mesmo. O vento tende a originar uma corrente na direção em que está soprando, elevando o nível do mar neste sentido. Em mar aberto esta elevação raramente excede 30 cm (Bigarella & Suguio, inédito).

O esforço de arraste do vento junto à superfície atinge progressivamente as camadas de água mais profundas. Entretanto se a corrente originada for de pequena duração, provavelmente nunca atingirá maiores profundidades. A corrente junto ou próxima à superfície, comumente gera contracorrentes que fluem de baixo ou lateralmente para ambos os lados (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando o vento sopra fortemente para o mar, arrastando a camada superficial das águas no mesmo sentido, forma-se uma contra corrente junto ao fundo, para restabelecer as condições de equilíbrio. Nesta ocorrência a ação das ondas é diminuída, verificando-se um transporte em direção à praia. Esse efeito é acentuado quando os ventos predominantes se dirigem ao largo da costa, favorecendo a deposição na praia pelas contracorrentes (Bigarella & Suguio, inédito).

A íntima associação do padrão de circulação das correntes à circulação dos ventos têm dificultado seu conhecimento. O estudo dos ventos têm melhorado atualmente devido às observações de satélites, entretanto a inconstância do fenômeno e a dificuldade de estabelecer estações meteorológicas nos oceanos, ainda constituem problemas para avanços nesta área (Bigarella & Suguio, inédito).

#### 8.1.1.3.1 - Tipos de correntes

As correntes originadas pelos ventos são as que desempenham o papel mais importante junto à costa. São elas as grandes correntes oceânicas e aquelas locais formadas próximo à costa.

Shepard & Inman (1950) descrevem dois tipos de correntes:

- Um, de águas profundas, que domina o movimento ao longo da costa, do lado de fora da arrebatamento. Este é relativamente uniforme na velocidade e depende principalmente das correntes oceânicas originadas pelos ventos, ou das correntes de marés.

- Outro, próximo à praia, devido principalmente à ação das ondas, ao longo da mesma. Estas são apontadas pelos referidos autores como as mais importantes do ponto de vista dos processos praias.

As ondas, mesmo sofrendo refração, geralmente atingem obliquamente a linha de costa. Ainda que este ângulo seja relativamente pequeno em relação à normal da mesma, será induzida uma corrente paralela à costa que, fluindo segundo o sistema de barras e fossas, moverá lentamente o sedimento colocado em suspensão na arrebentação. Esse tipo de corrente tem sido referido como corrente litorânea (**longshore currents**), porém Bigarella & Suguio (inédito) a refere como corrente de deriva litorânea.

Quando as ondas atingem a praia segundo um ângulo qualquer em relação à sua normal, são geradas correntes de deriva litorânea de grande intensidade. As velocidades das correntes, que variam, normalmente, entre 15,0 e 16,0 cm/s, podem atingir mais de 125,0 cm/s, o que lhes permite transportar grande quantidade de detritos e de material em suspensão (Pires Neto, 1978).

As correntes de deriva litorânea, mais lentas, transportam apenas as partículas finas, que as ondas colocam em suspensão. Porém, as mais velozes produzem ondulações nos fundos arenosos que se dispõem transversalmente à costa. Estas são migrantes e apresentam estratificação cruzada, com inclinação coincidente com a direção da costa (Mendes, 1984).

Quando o fluxo de sedimentos é barrado, seja por obstruções no trajeto da corrente, seja por interferência com as ondas que a mantêm, o equilíbrio das praias é perturbado, seja por erosão, seja por assoreamento (Bigarella & Suguio, inédito).

King (1961) refere que o fluxo em direção ao mar pode ser dividido em um fluxo uniforme e um fluxo irregular, em forma de **rip-currents**.

As correntes de retorno (**rip-currents**) são originadas do deslocamento das águas, provavelmente acumuladas pelas ondas, correntes litorâneas e ventos no sistema de barras e fossas da zona de arrebentação. Essas dirigem-se da ante-praia para o mar aberto, quase em ângulo reto com a costa, abrindo canais estreitos através das barras (fig. 8.2). O retorno concentrado da água promove o transporte do material, depositando-o onde diminui a turbulência (Pires Neto, 1978).

As correntes de retorno podem ser responsáveis pela formação dos esporões de praia. As depressões e cavidades apresentadas pelos esporões representariam os locais de retorno das correntes litorâneas (Pires Neto, 1978).

As correntes de retorno podem criar, na areia, marcas onduladas de disposição paralela à costa, que migram no sentido da corrente e constituem-se de estratos cruzados que se inclinam em direção ao mar. Blanc (1982) designou estas correntes de "sagitais" (setas).

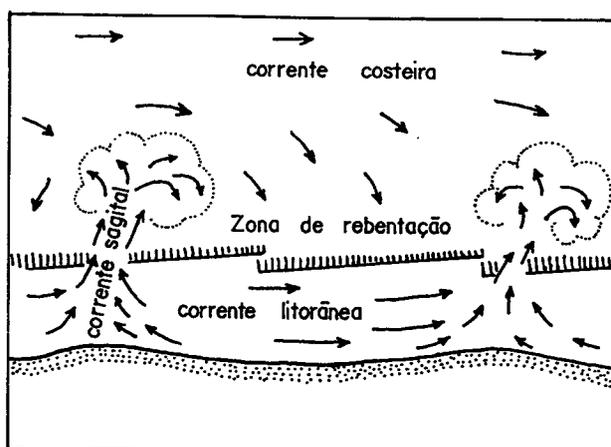


Fig. 8.2 - Correntes litorânea, sagital (de retorno) e costeira (segundo Komar, 1971, in: Mendes, 1984).

As correntes de deriva litorânea e de retorno são pulsáteis. Por vezes, atingem e ultrapassam a velocidade de 1 m/s, criando megamarcas onduladas. Dificilmente a velocidade das correntes ultrapassa 150 cm/s.

Para Popp (1987) as correntes suficientemente fortes redistribuem os sedimentos que chegam à região costeira, formando as praias e barras, dispostas paralelas à costa.

A velocidade das correntes diminui com a profundidade até um ponto no qual o movimento das águas torna-se contrário ao sentido dos ventos (Williams, citado por Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré são diferentes daquelas causadas pelos ventos. Nas primeiras, com o aumento da profundidade, verifica-se apenas pequeno decréscimo de velocidade. A velocidade somente diminui nas águas situadas nas proximidades do fundo, provavelmente, pela fricção (Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré seguem o eixo dos canhões submarinos ou das bacias estreitas, sendo forçadas a cive acima. Atingem seu máximo quando colidem com a margem externa da plataforma continental ou com baixios e montes submarinos. A sua velocidade é muito variável, de lugar para lugar (Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré desempenham papel importante na distribuição dos sedimentos marinhos. Em muitos lugares, as correntes atingem de 5 a 6 nós (1 nó = 1.852 m/h). No estreito de Seymour, ao largo da costa da Colúmbia Britânica, elas atingem 12 nós quando associadas às marés de sizígia, adquirindo então, grande capacidade erosiva (Shepard, 1948).

Medições das variações das marés e da velocidade das correntes conseqüentes foram realizadas pelo Instituto de Pesqui-

sas da Marinha, no litoral do Paraná, entre novembro de 1969 e janeiro de 1970. Bigarella et al. (1978) apresenta interpretação de tais dados.

### 8.1.2 - Ambiente praial

#### 8.1.2.1 - Praia

##### 8.1.2.1.1 - Generalidades

A praia é um depósito sedimentar de pequena espessura, de forma estreita e alongada (linear), constituído de material inconsolidado, como areia, conchas e cascalho, que se encontra em constante movimento.

A maioria das praias é constituída de areias. As areias constituem aproximadamente 95% dos sedimentos de praia. As praias de cascalho são menos comuns e encontram-se associadas a costas rochosas ou regiões muito ricas em cascalhos (Popp, 1987).

As areias são bem selecionadas, de granulação de média a fina. As granulações muito finas, freqüentemente estão ausentes. Podem ocorrer conchas e concentrações locais de minerais pesados. Os depósitos são constituídos de laminação plano-paralela e cruzada, de baixo ângulo, esporadicamente acanalada. Ocorrem, freqüentemente, as marcas de ondas, mega-ondas e marcas de espraiamento (Popp, 1987).

As praias formam-se em locais onde o fornecimento de material para a zona litorânea é maior do que a capacidade de remoção do ambiente.

Quanto à origem das areias de praia, admite-se que uma parte provenha da plataforma continental e que esse tipo de suprimento ocorra no final de fases de transgressão (Mendes, 1984). Uma outra fonte, principalmente no caso de praias constituídas de macroclastos, é devida ao material obtido pela erosão de rochas aflorantes na zona costeira. Porém, os principais fornecedores parecem ser os cursos d'água que desaguam na costa. O material acumulado é disperso, lateralmente, pelas correntes litorâneas e ondas (Popp, 1987).

A forma e a composição de uma praia dependem em parte da geologia dos terrenos adjacentes ao mar e do tipo de relevo da região costeira. Praias mais extensas são encontradas nas planícies litorâneas amplas e as menos extensas nas costas acidentadas.

A forma da praia também é controlada pelo refluxo. Sedimentos finos, menos permeáveis, são os mais rapidamente atingidos pela erosão. São levados pelo refluxo, desenvolvendo praias de inclinação suave. Sedimentos grosseiros, intensamente permeáveis, mantêm praias de acentuada inclinação, pela infiltração das águas do refluxo.

A largura das praias varia de poucos metros, até uma centena de metros, geralmente de 40 a 100 m. Tanto sua largura quanto a inclinação dependem muito da granulometria dos sedimentos que as constituem, bem como da inclinação da ante-praia (Bigarella & Suguio, inédito).

É possível se estabelecer um limite entre praias de sedimentos mais finos ( $Md < 0,20$  mm) e aquelas com sedimentos mais grosseiros ( $Md > 0,20$  mm). Os sedimentos grosseiros diferem dos finos quanto à ocorrência e deposição (Popp, 1987).

Praias com sedimentos mais finos possuem várias dezenas de metros de largura, declives suaves, estando situadas em locais abrigados. Já praias com sedimentos mais grosseiros são, frequentemente, menos largas, possuem declives abruptos e estão voltadas para o mar aberto.

A altura das praias está relacionada ao tamanho das ondas e à amplitude da maré. A espessura dos depósitos de praia é normalmente pequena, de alguns metros até aproximadamente 20 m (Mendes, 1984). A maior espessura é encontrada na plataforma interna (*offshore*). Os movimentos positivos do mar não causam aumento considerável na espessura. As fácies de praia afinam em direção ao continente (Popp, 1987).

#### 8.1.2.2 - Perfil de equilíbrio

Segundo Inman (1960), na formação de uma nova praia, inicialmente há a seleção do material disponível, com a remoção dos finos. Concomitantemente o material é redistribuído, sendo uma parte dele empilhada acima do nível d'água, pela ação do fluxo da onda sobre a praia para formar os terraços de tempestade. Outra parte é transportada para baixo, para formar o terraço de baixa-mar. A praia apresenta, em um período relativamente curto, um perfil de equilíbrio em relação aos agentes geológicos.

O perfil de equilíbrio, estabelecido a partir do balanço proporcional entre a quantidade de sedimentos depositados e erodidos, é instável, sujeito às modificações ambientais (Bigarella et al., 1966).

Inman (1960) menciona uma possível associação do mecanismo de deposição e erosão da praia, à velocidade diferencial e à quantidade de água existente no fluxo e refluxo da onda sobre a praia. Se durante o fluxo houver absorção, o refluxo será reduzido, ocasionando deposição da areia transportada na subida da onda. Na praia seca esta ação é acentuada. As areias grosseiras, mais permeáveis, favorecem a percolação e por conseguinte a deposição formando um estirâncio íngreme.

Inman & Filloux (1960) referem que a pronunciada descontinuidade, muitas vezes existente entre o estirâncio e o terraço de baixa-mar, é típica de linhas de costa, nas quais a amplitude das marés é maior que a altura das ondas.

De acordo com Bigarella et al. (1966), o gradiente de uma praia, na zona de fluxo e refluxo das ondas, é função do ma-

terial constituinte e do tipo das ondas.

Os referidos autores citam King (1961), que associa inclinação mais acentuada a material mais grosseiro, comprimento de onda menor e onda menos íngreme. E ainda, referindo-se a experiências de laboratório com correspondência na natureza, que ondas íngremes produzem perfil de "tempestade" e ondas achatadas perfil de enchimento. O primeiro, caracterizado por barras abaixo do nível d'água, as quais tendem a desaparecer com variações no período da onda e no nível d'água.

Segundo Bigarella et al. (1966) praias com perfil liso podem apresentar vários gradientes. Praias lisas geralmente têm um perfil que se aproxima de uma parábola.

Para King (1961) este tipo de perfil côncavo para cima deve-se, em parte, à variação do tamanho do grão, transversalmente à praia. A tendência do material mais grosseiro é a de se colocar nas partes mais elevadas da praia, onde a inclinação é maior, e onde ocorre o máximo de energia das ondas por ocasião da preamar.

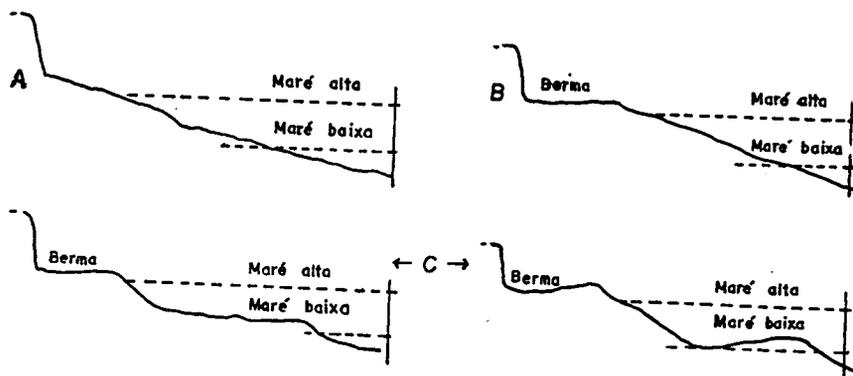


Fig. 8.3 - Tipos de perfis de praia (segundo Shepard, 1948, in: Bigarella et al., 1966).

Shepard (1948) se refere a três tipos simples de perfis de praia (fig. 8.3). Um, apenas com estirâncio, normalmente apresentando uma diminuição da inclinação em direção ao mar. Outro, que pode apresentar um ou mais terraços de tempestade, atingidos excepcionalmente por ocasião das marés de sizígia. E um terceiro, que pode ou não apresentar terraços de tempestade, mas que possui uma plataforma de baixa-mar, a qual é exposta somente na maré vazante. Se esta plataforma apresentar uma depressão no seu interior, aí normalmente ocorrem correntes paralelas à praia ou alimentadoras das correntes de retorno.

As praias em geral diferem entre si em vários detalhes, mas possuem em comum determinadas características.

De maneira geral, a maioria dos autores aceita a existência do perfil de praia, que é a seção normal a um ambiente de praia. Este apresenta-se côncavo para cima na sua maior parte. Oscila em função da atuação dos parâmetros de onda, do fornecimento de sedimentos e da granulometria destes. Dependendo das condições climáticas, essas modificações podem ocorrer em questão de horas, inclusive, culminando com o desaparecimento da

praia (Mendes, 1984).

As unidades geomórficas correntemente aceitas como componentes do perfil da praia arenosa são: "ante-praia" (shoreface), "estirâncio" (foreshore) e "pós-praia" (backshore).

### 8.1.2.3 - Morfologia praial

O ambiente praial compreende a faixa da zona costeira que se estende desde o batente de baixa-mar, até o local onde se configura uma mudança das formas fisiográficas, ou do material que constitui a praia. Este limite pode ser dado pela ocorrência de falésia, início da vegetação permanente ou de dunas.

Para Mendes (1984) o ambiente praial estende-se além da praia propriamente dita. Em direção ao mar, abrange pontos permanentemente submersos, situados além da zona de arrebentação, onde mesmo as ondas mais fortes não selecionam nem mobilizam as areias (aproximadamente 10 m de profundidade). Em direção à costa, estende-se até a faixa de dunas, normais em praias arenosas. Fazem parte do ambiente praial, depósitos semelhantes na orla de ilhas, bordas de tómbolos e restingas.

A figura 8.4 apresenta a terminologia proposta neste trabalho, referente ao ambiente praial e ao largo da costa, que será descrita a seguir.

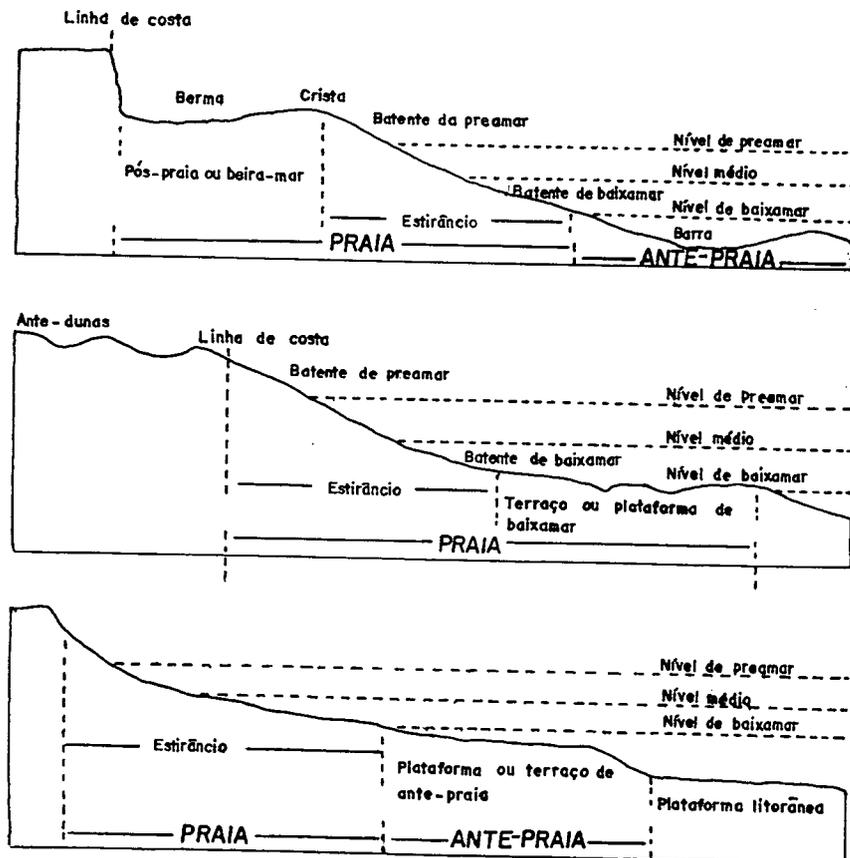


Fig. 8.4 - Terminologia adotada no presente trabalho, relativamente ao ambiente praial (adaptado de Bigarella et al., 1966).

Alguns autores definem "praia" como sendo a zona entre os batentes da preamar e da baixa-mar (Johnson, 1919; Shepard, 1950; Almeida, 1955; McKee, 1957; Guilcher, 1958).

Outros autores dão uma definição mais abrangente de "praia", incluindo a pós-praia (Bigarella et al., 1966; Pires Neto, 1978; Mendes, 1984; Popp, 1987).

A "linha de praia" (**shoreline**) em geral refere-se ao batente de baixa-mar (Bigarella et al., 1966).

De acordo com Almeida (1955) a "linha de costa" é a que separa a "costa" do "litoral", sendo que "costa é a zona, de limite interior indefinido, cuja ecologia é diretamente influenciada pelos fatores marítimos", e "litoral é a zona compreendida entre a linha de costa e o limite até onde as oscilações da maré deixam de ter influência apreciável na ação exercida pelas vagas normais sobre os detritos do fundo".

A definição de "litoral" de Almeida (1955) não é compartilhada por diversos autores, que restringem essa zona à estreita faixa intermarés (Shrock & Twenhofel, 1953; Hedgepeth, 1957; Easton, 1960; Rusnak, 1960).

O ambiente praiial é dividido em duas zonas: o estirâncio e pós-praia.

#### A -Estirâncio

Almeida (1955) denomina "estirâncio" a zona correspondente ao "**foreshore**" da literatura de língua inglesa.

O estirâncio é a zona frontal intermarés que se estende desde a crista da berma (**berm**) até o batente de baixa-mar. Esta é atravessada diariamente pela linha d'água. O estirâncio apresenta-se ora como uma superfície lisa e regular ligeiramente côncava, ora com as saliências e reentrâncias das cúspides praiiais (**beach cusps**). Estas variações são geralmente cíclicas (Bigarella et al., 1966).

O estirâncio divide-se em parte inferior e superior, entre as quais pode ou não ocorrer ruptura de declive. A porção superior é também designada como face da praia. A inferior pode ou não apresentar uma plataforma, denominada geralmente como terço de baixa-mar, exposta por ocasião da descida da maré. Quando não há esta plataforma, o estirâncio apresenta-se, de sua parte superior à inferior, como uma linha contínua com inclinação diminuindo para o mar (Bigarella et al., 1966).

Na plataforma de baixa-mar ocorrem, normalmente, a arrebatção e a "saca" (**surf**). A saca é o fluxo de água movimentado praia acima e a ressaca o fluxo de retorno (Carvalho, 1930). Na língua inglesa tais fenômenos são denominados "**swash**" e "**backswash**".

## B - Pós-praia

A pós-praia (**backshore**) é a zona que se situa acima da linha média da maré alta.

Almeida (1955) denomina esta zona de "beira-mar", definindo seu limite nas costas escarpadas, no sopé da falésia, que é uma feição da costa. Inclui como depósito de "beira-mar" as "dunas de meta-praia" que os ventos formam, retirando areia da praia, e os depósitos de "restinga" (**beach ridges**), tómbolos, "lagoas de restinga", etc.

King (1972) considera como parte da pós-praia as falésias, as dunas, quando presentes, e os mangues salobros, em planícies costeiras de baixo relevo.

Bigarella et al. (1966) discordam de que feições tais como dunas, restingas, tómbolos, lagoas de restinga e mangues salobros façam parte da pós-praia. Argumentam que a inclusão de tais feições tornam a "linha de costa" pouco definida, uma vez que no Brasil meridional as dunas ou as restingas formam faixas com muitos quilômetros de largura. Sugerem que, em planícies arenosas de grande extensão, seja usado como linha de costa o baranco de praia (**nip ou cliff arenoso**) e, no caso de sua ausência, o início da vegetação não afetada nem mesmo pelas ondas de tempestade. Poderiam ser incluídas, no máximo, as ante-dunas como "reverso de praia". Estes autores sugerem, ainda, a restrição do termo "beira-mar" ao limite interior das bermas (**berms**).

Para Pires Neto (1978), em orlas que terminam em falésia não ocorre pós-praia.

Bigarella et al. (1966) verificaram que, em muitas praias do Brasil meridional, a superfície da pós-praia inclina-se até 4 graus para o lado continental.

Considera-se mais coerentes, a definição e os limites de pós-praia, propostos por Bigarella et al. (1966).

## C - Ante-praia

A ante-praia (**shoreface**) é a faixa que se estende do batente de baixa-mar em direção ao mar. Esta é coberta permanentemente pelas águas, e sobre ela as areias ou cascalho oscilam continuamente sob ação das ondas.

Os depósitos da ante-praia estendem-se até o começo das superfícies aproximadamente horizontais da plataforma interna. Entre a ante-praia e a plataforma interna ocorre, às vezes, uma ruptura de declive, sob a forma de degrau (Bigarella et al., 1966).

A ante-praia alonga-se até o ponto em que as ondas já não atuam diretamente sobre o fundo (cerca de 10 m de profundidade), incluindo assim, a zona de arrebentação (**breaker zone**) associada à baixa-mar (Mendes, 1984).

#### D - Feições erosivas e construtivas na ante-praia

A plataforma litorânea ou banco cortada pelas vagas (**Wave cut-bench, marine-cut terrace, plain of marine abrasion, shoreplatform, wave-cut plain**) e a plataforma de abrasão (**abrasion platform**) são assinalados como aspectos erosivos na zona costeira.

De acordo com Leinz & Mendes (1959) a plataforma de abrasão é produzida pelo trabalho prolongado do mar sobre a costa. No uso geral, é confundida com a plataforma litorânea situada próxima à costa e de extensão menor. Corresponde a uma feição atingida em estágio avançado da evolução de uma costa.

Bigarella et al. (1966) consideram entre os aspectos costeiros, também as feições construtivas. De acordo com esses autores, uma plataforma litorânea ou banco cortado pelas ondas, exposto, é uma superfície erosiva; ao passo que, coberto por sedimentos, torna-se uma feição construtiva que denominam de "plataforma de ante-praia" (**shoreface terrace**). Leinz e Mendes (1959) denominam-na "terraço edificado pelas ondas".

Da mesma forma, à plataforma de abrasão (aspecto erosivo) corresponde o terraço continental (feição construtiva), o qual é constituído pela acumulação de material que tem sido transportado através da mesma (Bigarella et al., 1966).

#### E - Bancos de areia, barras e barreiras

Os bancos de areia, bem como depressões ou canais, situam-se paralelos à linha de costa, sobre o fundo, no ponto em que a onda quebra (Bigarella et al., 1966). Para Inman (1960) a posição destes é influenciada pela altura da arrebentação e a natureza da flutuação das marés.

As barras são corpos de areia formados ao largo da costa, no ponto de arrebentação das ondas. Têm a forma de bancos ou baixios e situam-se, geralmente, na plataforma de ante-praia (Bigarella et al., 1966). Conforme McKee & Sterret (1961), dependendo da profundidade, da quantidade da ação das ondas e disponibilidade de areia, as barras podem ser desenvolvidas como:

- 1-Massas subaquáticas que não são construídas até o nível de água.
- 2-Massas que são construídas até, porém não acima do nível de água.
- 3-Massas que são construídas até o máximo de altura das ondas.

Shepard (1952) designa os corpos acima referidos como **longshore bars**.

Para Johnson (1919), todos esses aspectos constituem **offshore bars**. Evans, citado por McKee & Sterret (1961) restringe o termo **offshore bar** a corpos de areia situados aproximadamente paralelos à linha de praia e atingindo altura acima da água.

Price (1951) denomina barreiras (**barriers**) a toda acumulação acima do nível da preamar adicionada a tais corpos. Para Shepard (1952), dependendo da situação fisiográfica desses corpos, eles podem ser, ainda, denominados ilha-barreira (**barrier island**), praia-barreira (**barrier beaches**) ou flexa-barreira (**barrier spits**).

De acordo com McKee & Sterret (1961), a barreira é uma feição distinta de barra (**bar**). Bar representa uma estrutura simples ou uma unidade genética, enquanto barreira "é um corpo composto por um **"longshore bar"** que constitui sua base ou centro e um **"vener"** ou talvez uma espessura maior de outros corpos de areia com estrutura diferente" (Bigarella & Suguio, inédito).

Pires Pires Neto (1978) refere-se a um sistema de cristas e canaletas (**ridges and runnel**). A crista (**ridge**), como descrita, corresponde à barreira caracterizada por Price (1951). A crista desenvolve-se na ante-praia durante os períodos construtivos das ondas. Esse desenvolvimento é controlado pela acumulação frontal dos sedimentos em direção à terra, à medida que a crista migra, e pelo acréscimo vertical de leitos horizontais, especialmente do lado do mar. A canaleta (**runnel**) é a depressão situada no flanco das cristas e voltada para o continente. Durante a maré vazante, as águas são obrigadas a correr pela canaleta, paralelamente à costa.

A canaleta ocorre tanto junto à crista quanto junto à barra, embora nesta última, por estar submersa, a depressão não funcione como canaleta (Pires Neto, 1978).

Mendes (1984) refere que a barra se origina devido à fluência das águas das depressões vizinhas para o sítio de arrebenção. O deslocamento da barra em direção ao mar ou à terra, varia com os parâmetros de onda. Essas barras são destruídas por fortes tempestades.

Em praias de alta energia ocorre também uma segunda barra separada da primeira por uma fossa (**longshore trough**), relativamente profunda (Mendes, 1984).

## F - Cúspides praias

As cúspides praias (**beach cusps**) foram reconhecidas em 1834 por Palmer, como formas produzidas pela ação das ondas que se aproximam paralelamente à praia, e destruídas pelas ondas que atingem a praia obliquamente (Jonhson, 1919).

De acordo com Jonhson (1919) o tamanho das cúspides não tem, necessariamente, relação com o tamanho do material que as compõem. O espaçamento entre os vértices das mesmas pode variar de alguns até várias centenas de metros. Quanto à profundidade das reentrâncias, varia de alguns centímetros em praias arenosas até vários metros em praias de cascalho. A formação das cúspides está relacionada com o volume e a força do fluxo das ondas sobre a praia.

Inman (1960) menciona que as cúspides ocorrem com maior

freqüência durante as marés de quadratura, quando as flutuações no nível d'água são menores.

Bigarella et al. (1966) identificam dois tipos de cúspides praias, através da estrutura interna. Um, já mencionado na literatura, como forma erosiva caracterizada por vértices agudos. Outro, com vértices arredondados e ligeiramente proeminentes, como forma devida à ação construtiva das ondas.

Estes autores observaram a formação de cúspides em praias atuais do Paraná. Segundo eles, por ocasião de tempestades com fortes ventos acompanhando o avanço da frente fria, ocorre a remoção de grande quantidade de areia da praia, ou seja, a fase erosiva da mesma, deixando um estirâncio extenso. Amenizadas as condições de tempestades, há a deposição, pelas ondas, de estratos de areia sobre o estirâncio. Formam-se, assim, pequenos escudos rasos, eqüidistantes, que se desenvolvem por adição de estratos sucessivos, a ponto de atingir a feição das cúspides praias bem desenvolvidas.

Pires Neto (1978) refere-se a **beach cusps** como "espores de praia". Segundo este autor, apresentam-se em forma de meia-lua, sendo formadas por cristas com a forma aproximadamente triangular e com o topo arredondado. Estendem-se transversalmente à praia em intervalos regulares devidos ao período e à altura das ondas. São feições resultantes da ação das águas no refluxo, que retrocedem ao longo de depressões, produzindo canais intercalados pelas cristas, progressivamente modelados pelas ondas.

De acordo com Mendes (1984) as cúspides são constituídas de areias mais grosseiras que as encontradas nas depressões intercalares. As cúspides são próprias de praias cujas ondas apresentam energia moderada e atingem a costa em ângulo reto ou quase reto. Pairam dúvidas com relação aos mecanismos de formação dessas cristas, bem como à sua estrutura interna.

De acordo com Reineck & Singh (1980), cúspides são também observadas na pós-praia, onde têm maior probabilidade de preservação.

#### **G - Buracos de areia ou domos de areia cavernosa**

São comumente descritos em praias constituídas de sedimentos finos, "buracos de areias" ou "domos de areia cavernosa". Estes segundo Kindle, citado por Pires Neto (1978) são formados pelo escape de ar aprisionado entre a água intersticial e as águas superficiais. Devido a este processo observa-se uma distorção das lâminas, particularmente em praias de laguna a sotavento e praias de restinga e em ambientes similares (Popp, 1987).

#### **H - Marcas de espraiamento**

São feições comuns às praias as marcas de espraiamento, que podem ser consideradas cristas miniaturas, deixadas pelas ondas durante o refluxo. Observações de Evans (1938) sobre a formação dessas marcas mostram que os grãos de areia são apanhados e

levados a flutuar na superfície das águas, perto da margem da praia, depositando-se em linhas ao longo dela.

As marcas de espraiamento desenvolvem-se com os mais diferentes aspectos, que recebem distintas denominações em função de sua forma: Marcas Onduladas Simétricas, Marcas Onduladas Linguóides, Marcas Onduladas Rombóides e Marcas Onduladas de Oscilação.

### I - Marcas de fluxo

Feições também comuns nas praias recentes são as marcas de fluxo (**swash marks**). São cordões festonados formados pelo acúmulo de materiais leves como fragmentos de conchas, madeiras, algas, minerais micáceos, e outros, que acompanham a praia, pois são depositados pelo fluxo das ondas durante a preamar. Tais feições são também conhecidas como linhas de deixa.

### J - Marcas de ondulação

As marcas de escorrimento ("**rill marks**") formam-se quando a água subterrânea intersticial aflora no estirâncio inferior escoando praia abaixo. Isto ocorre porque, na maré vazante, o nível do lençol freático na praia abaixo mais lentamente do que o nível do mar. Esse abaixamento depende, naturalmente, da permeabilidade das areias da praia. As marcas de escorrimento apresentam-se como pequenos riachinhos que se desenvolvem na praia e bifurcam-se continuamente para jusante (Bigarella & Suguio, inédito).

O afloramento da água subterrânea durante as máximas variações das marés de sizígia causam o solapamento da praia, constituindo importante agente acentuador da inclinação da porção inferior da praia durante a baixa-mar (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando, na maré vazante, a água subterrânea praial eflui com velocidade suficiente, pode abrir micro-canais perpendiculares à linha de praia (Emery & Foster, 1948). Onde a quantidade de água subterrânea na praia é muito grande, os pequenos regatinhos mostram-se mais amplos e aprofundados (Emery, 1962). Estes equidistam entre si e assemelham-se de certa forma ao sistema de crista e sulcos (**ridge-furrows**) descrito por McLean (1967).

Marcas de ondulação (**ripple marks**) são as estruturas mais comuns da superfície. Formam-se em qualquer sedimento mais grosseiro do que silte. Em torno de 80% das marcas onduladas de praia são simétricas; seu comprimento de onda abrange 3,5 a 20,0 cm, e sua amplitude  $1/4$  a  $1/10$  o comprimento (Popp, 1987).

As ondas de translação são responsáveis pela formação de marcas de ondulações. Se, em virtude do deslocamento da água, o arrastamento dos detritos for de igual intensidade, tanto no sentido da costa como no do mar, formar-se-ão marcas simétricas. Estas terão cristas estreitas e agudas, dispendo-se subparalelamente à direção da linha de costa, devido à refração.

O comprimento e a amplitude das marcas de ondas aumentam com a granulometria. Em praias expostas, as cristas são aproximadamente regulares. Em praias de golfo profundo, as marcas onduladas tendem ao desenvolvimento de um arranjo irregular de cristas, podendo mesmo passar para marcas de ondulação linguóides (Popp, 1987).

A declividade das marcas de ondulação também muda com o ambiente. As mais íngremes, com maiores amplitudes, originam-se em ambientes protegidos (praias de lagunas e golfos), onde existem ondas mais baixas e a velocidade do movimento orbital é menor. A maior parte das marcas de ondulação são orientadas paralelamente à linha de praia (63% são paralelas, 10% perpendiculares e o restante oblíquas) (Popp, 1987).

Marcas de espraiamento, linhas de deixa, marcas de escorrimento, e sinais de bioturbação são comumente observados na superfície do estirâncio, na baixa mar. Essas expressões morfológicas desaparecem após as tempestades, tanto em praias de alta como de baixa energia.

#### L - Berma

A berma (**berm**), uma feição da pós-praia, é o terraço formado acima do limite dos fluxos da maré alta.

Bigarella et al. (1966) sugeriram para o termo **berm** a tradução de "plataforma de tempestade". Entretanto, o termo mais conhecido e utilizado é "berma".

A pós-praia pode ser constituída por uma ou mais bermas, que são superfícies aproximadamente horizontais, situadas do lado continental da crista da praia.

Segundo Guilcher (1954), os **berms** (**gradins de plage**) são construídas por sucessivos níveis de águas altas. Quanto maiores as tempestades, mais altas e distintas são as bermas. A formação de várias bermas numa mesma praia indica a ocorrência de uma série de tempestades de ordem decrescente (Pires Neto, 1978).

#### 8.1.2.4 - Caracteres texturais

As praias estudadas são todas constituídas de areias e conchas. Neste sentido, abordaremos exclusivamente a sedimentologia das praias de areia.

Os sedimentos praiais têm sua composição e deposição controladas por vários fatores, tais como: ação das ondas, correntes litorâneas, marés, composição mineralógica e morfológica das pontas rochosas e pelo caráter geológico do litoral. O equilíbrio preciso destes é responsável pela origem, composição e preservação dos sedimentos da praia (Pires Neto, 1978).

As areias de praia são, em geral, compostas de grãos de quartzo, com pequena porcentagem de feldspato, conchas e minerais pesados. Concentrações naturais de minerais pesados são caracte-

rísticas do ambiente praial.

As areias de praia são bem selecionadas, com granulação de fina a média. Em geral, as granulações muito finas estão ausentes. Nos litorais de elevada energia, os sedimentos são constituídos por areias grosseiras e macroclastos. Algumas praias contêm seixos de forma discoidal.

A boa seleção das areias de praia deve-se à ação constante das ondas e das correntes. O material em suspensão é transportado e selecionado pelas ondas, ocorrendo a remoção dos finos. Em geral, nas praias de areia a distribuição granulométrica é uniforme.

A mediana (Md) via de regra varia entre 0,3 e 1,0 mm e desvio padrão gráfico incluso entre 0,20 e 0,40. O arredondamento dos grãos de areia é quase sempre perfeito (Mendes, 1984).

#### 8.1.2.5 - Estrutura praial

Os depósitos de praia são estreitos e pouco espessos. Além dos processos normais de deposição e erosão, estão sujeitos às transgressões e regressões.

De acordo com Mckee (1949) as transgressões praticamente impedem a preservação dos depósitos de praia, uma vez que, sob tais condições, as areias são continuamente retrabalhadas e redistribuídas pelo mar em avanço.

Nas regressões desenvolvem-se os feixes de restinga. Estas regressões podem apresentar, contudo, ligeiras flutuações representadas por suaves transgressões. Este é o caso do litoral brasileiro, entre os Estados de Santa Catarina e Rio de Janeiro (Bigarella et al., 1966). Segundo Mckee (1949), sob condições de regressão, os depósitos de pós-praia são construídos acima dos depósitos de estirâncio, sendo cobertos por depósitos do tipo lagunar ou pantanoso, que contribuem para sua preservação.

De acordo com Popp (1987), mesmo sofrendo a influência de movimentos negativos ou positivos do nível do mar, os sedimentos são preservados integralmente quando cobertos por depósitos de deltas ou cones aluviais, ou quando há um levantamento rápido do nível do mar, não havendo tempo para erosão.

Nos depósitos do estirâncio, a estrutura característica é a laminação regular aproximadamente paralela (Thompson, 1937). Esta laminação é geralmente definida, ou por camadas alternadas de granulação diferente, ou pela alternância de estratos de composição mineralógica distinta (por exemplo, quartzo e minerais pesados), ou por ambos. A laminação mostra uma combinação dificilmente visualizável, porém característica de gradações texturais e mineralógicas (Clifton, 1969).

Estas relações são mais evidentes em cortes ligeiramente oblíquos aos planos de estratificação. Onde existe uma alternância de estratos de areia fina e grosseira nos depósitos de praia, nota-se distintamente uma gradação para cima de grãos fi-

nos a grosseiros (Bigarella & Suguio, inédito). Este estilo de graduação que difere daquele de outros tipos de sedimentos (por exemplo, turbiditos) foi referido por Clifton (1969) e Sanders (1965).

Onde há alternância de estratos de minerais claros e escuros, é comum notar-se uma graduação mineralógica. Nas camadas basais ocorre uma concentração de minerais escuros mais pesados (por exemplo, magnetita, ilmenita). No topo eles passam a minerais ligeiramente mais leves (por exemplo, anfibólios, piroxênios), os quais, para cima, cedem lugar à areia quartzosa, refletindo um decréscimo gradacional ascendente da densidade (Bigarella & Suguio, inédito).

O contato basal de cada camada fina ou escura é relativamente abrupto em contraste com o contato gradacional no topo (Clifton, 1969). O referido autor, notou em suas observações que, na praia, cada unidade normal de sedimentação é de natureza dupla. A porção basal consiste de uma lâmina de areia mais grosseira e menos densa.

Em virtude da seleção das areias das praias, a graduação textural pode tornar-se imperceptível no campo. Frequentemente, falta a parte superior de muitos estratos, a qual foi removida antes da sedimentação da lâmina sobrejacente (Clifton, 1969). A graduação textural reversa é comum nas seqüências do estirâncio (Sanders, 1965).

A pós-praia é alcançada pelas águas marinhas somente durante marés excepcionais, de tempestade. Entretanto, é nessas ocasiões que ocorre a deposição principal. A delgada lâmina de água que cobre a pós-praia nesse momento, dá aos sedimentos arenosos estratificação predominantemente do tipo laminação plano-horizontal, encobrendo os vestígios do trabalho eólico atuante a maior parte do tempo (Mendes, 1984).

Na ante-praia, os sedimentos mais próximos ao seu topo apresentam estratificação cruzada, enquanto na parte inferior, laminação plano-horizontal (Reineck & Singh, 1980).

Nos sedimentos de ante-praia são abundantes as marcas onduladas simétricas, que raramente se preservam, e os sinais de bioturbação. Podem ocorrer, igualmente megamarcas onduladas, preserváveis. Nos depósitos de barra, intercalam-se faixas de sedimentos com estratificação originária de marcas de onduladas (Reineck & Sing, 1980).

As barras de areia apresentam declives em direção ao mar, resultante de praias superimpostas. A laminação cruzada é de baixo ângulo, mas associa-se a camadas inclinadas, em direção à praia (ângulo de 18° a 28°) (Popp, 1987).

O canal da barra desenvolve pequenas marcas de ondas de correntes e às vezes mega-onda. Com o aumento da profundidade da ante-praia, as lâminas cruzadas aparecem com menor freqüência aumentando as estruturas de bioturbação. A ante-praia que no início é constituída de areia, passa gradualmente para sedimentação mais fina em direção à zona de transição. Nesta zona ocorrem marcas de

ondas simétricas, produzidas apenas durante as tempestades, quando as ondas alcançam o fundo (Popp, 1987).

De acordo com Pires Neto (1978) a canaleta que corre paralela à praia, por vezes, dezenas de metros, controla o desenvolvimento de várias estruturas de corrente. Durante a descida da maré, o retorno das águas é bloqueado pelas cristas da praia e o fluxo corre ao longo da canaleta, formando as marcas e megamarcas onduladas, orientadas em direção à terra, geradas por ação das ondas durante a preamar.

#### 8.1.2.6 - Gradiente praial

A inclinação de uma praia está diretamente relacionada com o tamanho dos grãos que a compõem: praias de areia são menos íngremes do que praias de cascalho.

Segundo King (1961) esta relação deve-se à variação do grau de percolação do fluxo da onda, através do material da praia. O cascalho, muito permeável, absorve grande parte do fluxo, reduzindo o refluxo. Já em uma praia de areia fina, onde a permeabilidade é menor, apenas uma quantidade relativamente pequena do fluxo é perdida por percolação. Quanto menor a permeabilidade, maior o transporte de retorno e menor a inclinação. As praias íngremes permitem que a energia das ondas seja absorvida numa faixa relativamente estreita.

Bigarella et al (1966) atribuem a mesma relação (gradiente e granulação), ao volume relativo entre o fluxo e o refluxo da praia, associando um volume maior a uma inclinação mais suave. É o caso das praias de granulação mais fina, onde um refluxo maior e efetivo dá origem a inclinações mais suaves.

Segundo Inman (1960) se a praia for seca, a ação da percolação acentua a deposição da areia transportada pelo fluxo. As areias grosseiras, mais permeáveis, são mais facilmente sedimentáveis, formando faces de praias íngremes.

A inclinação aumenta também com o decréscimo da altura das ondas e de sua intensidade. Depende, ainda, da parte do perfil considerado (Bigarella et al., 1966). O equilíbrio do gradiente é dinâmico, tendendo, a inclinação, a ajustar-se continuamente às mudanças das variáveis das quais depende.

Alguns autores propõem curvas de variação da inclinação de acordo com a granulação (Shepard, 1948; Inman, 1960). Entretanto, tais curvas diferem entre si e diferem de valores obtidos por outros autores em suas pesquisas.

De acordo com Bigarella et al. (1966) o estabelecimento deste tipo de curva é muito difícil porque a variação da inclinação parece depender de uma série de outros fatores ambientais. Nas praias de Matinhos e Caiobá (PR), os referidos autores verificaram diferentes inclinações para um mesmo diâmetro. Apontam como causa o desenvolvimento incompleto do perfil de equilíbrio quando da coleta de amostras, bem como a localização das praias na região litorânea, se oceânicas ou de baías.

No trabalho referido, os autores constataram, ainda, total discordância entre a curva que construíram com os dados levantados e as curvas de Shepard (1948) e Inman (1960).

#### 8.1.2.7 - Ciclos praiais

As praias caracterizam-se por sua mutabilidade, devida à influência de vários fatores isolados e combinados, que atuam ciclicamente.

A ação das ondas sobre a praia, além de causar transporte ao longo da mesma, também é responsável pelos processos erosivos e construtivos. Em função do tipo de onda operante, massas de areia tanto são retiradas para águas mais profundas, como são recolocadas sobre a praia (Bigarella & Suguio, inédito).

Durante as mudanças sazonais ocorre a movimentação das areias ao longo da praia, em conseqüência das mudanças na direção de incidência das ondas. Seguindo seu desenvolvimento natural, as praias tornam-se estreitas na direção da incidência das ondas e amplas no lado oposto. Nestas condições, a forma da praia se mantém estável porque as mudanças são mínimas. Com a mudança na direção de incidência das ondas, entretanto, os sedimentos praiais reagirão, deslocando-se a fim de restabelecer o equilíbrio, ou seja, depositando-se no lado oposto (Pires Neto, 1978).

Para Inman (1960) o transporte para o mar ou para a praia está estreitamente ligado ao perfil e ciclos praiais.

Há os ciclos estadiais de verão e inverno, ciclos menores de erosão e construção, associados às marés de sizígia e quadratura e os ciclos não estadiais devido a ondas de tempestades.

De acordo com Shepard citado por Pires Neto (1978), algumas praias desenvolvem-se apenas durante o ciclo das pequenas ondas com longos períodos e se dissipam durante o ciclo das grandes ondas e períodos curtos. Outras praias, entretanto, modificam sua largura e altura durante os períodos de tempestades. Diminui a largura, porém a altura do topo do berma tende a aumentar.

Determinadas praias sofrem mudanças estadiais profundas no decorrer do ano. Na Califórnia, estudos sistemáticos demonstraram que certas praias apresentam-se amplas e preenchidas com sedimentos no verão, e quase completamente erodidas sob condições tempestuosas no inverno (Bigarella et al., 1966).

No inverno, em muitas áreas, ocorre o ciclo das grandes ondas. Entretanto, é no verão que as tempestades mais fortes são comuns. Os ciclos de verão e de inverno são de curta duração.

Os ciclos de maré também afetam o nível de erosão e deposição sobre a praia. Normalmente a deposição ocorre durante a maré alta, no nível alcançado pelas ondas de determinada magnitude. A deposição também ocorre em certos níveis, durante a baixa-mar, porém, o refluxo da maré alta tenderá a destruí-la (Pires Neto, 1978). As marés de quadratura originam deposição, ao passo que as de sizígia causam erosão (Bigarella et al., 1966).

Por ocasião das tempestades, ondas de grande altura e períodos curtos penetram praia adentro. Há o deslocamento da zona de arrebatção para o lado da terra devido à altura das ondas. Essas altas ressacas exercem maior influência na composição dos sedimentos praias do que os processos normais que prevalecem a maior parte do ano (Pires Neto, 1978). Nas tempestades, o estirâncio é erodido com a formação de pequenas escarpas de praia (Bigarella et al., 1966).

Durante as marés de sizígia ou durante as tempestades com altas ondas, as praias são erodidas, aproximadamente no ponto correspondente ao nível médio do mar (Shepard & La Fond, 1940). Um dos agentes que contribuem para esta erosão deve ser a água que flui do nível freático em rebaixamento (Emery & Foster, 1948).

## 8.2 - Eólico

### 8.2.1 - Erosão pelo vento

O vento executa dois tipos de erosão: **deflação** e **abrasão**.

Na **deflação** as partículas soltas sobre a superfície do solo podem ser alçadas ao ar ou roladas sobre o solo. Esse processo é executado somente pela corrente de ar.

A ação de deflação do vento é seletiva. As partículas mais finas, como silte e argila, são facilmente carregadas e levadas no ar. As areias são movidas por ventos moderados a fortes e tendem a se deslocar próximo ao solo. Fragmentos de cascalho e seixos arredondados, de 5 a 8 cm de diâmetro podem ser rolados sobre o solo plano, pelos ventos fortes de tempestades, porém por pequenas distâncias. Os sedimentos mais finos são removidos, enquanto as partículas mais grosseiras permanecem atrás como material residual, recebendo impactos constantes de grãos de areia (Strahler & Strahler, 1973).

A deflação produz uma depressão rasa, denominada "blowout" ou bacia de deflação (**deflation hollow**). Esta pode ser extensa, porém, geralmente sua profundidade é de vários decímetros ou poucos metros. Em qualquer pequena depressão na superfície da planície, em clima seco, principalmente onde a grama ou pequenos arbustos são destruídos, pode haver desenvolvimento de uma bacia de deflação. As chuvas podem encher essa depressão criando pequenos e rasos lagos efêmeros (Strahler & Strahler, 1973).

Segundo os mesmos autores, bacias de deflação são também encontradas sobre a superfície, onde as rochas são desintegradas pelo intemperismo.

De acordo com Rhue (1975) as bacias de deflação formam-se quando a deflação é concentrada localmente.

A abrasão ocorre quando o vento dirige partículas de areia e silte contra uma rocha exposta ou superfície do solo, causando seu desgaste pelo impacto.

Como a areia não pode ser erguida muito além de poucos centímetros do solo, numa área relativamente plana, a abrasão ocorre na base das elevações.

Quando o jato de areia, que se desloca acima da superfície plana, atinge a base de uma pequena massa de rocha, esta é cortada transformando-se numa rocha pedestal (Strahler & Strahler, 1973).

### 8.2.2 - Considerações sobre o trabalho do vento

O vento, como fluido em movimento, é capaz de causar erosão, principalmente deflação, transportar sedimentos e depositá-los em determinados locais.

Bagnold (1941) demonstrou que a velocidade do vento é um fator controlador no sistema aerodinâmico. O fluxo de ar, como fluxo fluido pode ser laminar ou turbulento, mas qualquer fluxo próximo à superfície é turbulento devido à rugosidade do solo (Rhue, 1975).

O vento atua como agente de erosão e transporte de sedimentos, apenas nas superfícies desprovidas de cobertura vegetal densa, onde as partículas minerais e orgânicas são pequenas e estão soltas.

A efetividade do vento na movimentação das partículas depende da velocidade, direção e duração de sua ação. Um outro fator envolvido é a quantidade de umidade contida, num vento acompanhado por precipitação.

A velocidade do vento aumenta logaritmicamente com a altura acima da superfície, durante o movimento da areia sobre uma duna. A curvatura de uma duna parece não afetar a mudança da velocidade do vento com a altura (King, 1966).

O vento desenvolve geofomas e paisagens tanto pela erosão quanto pela deposição. As mais importantes são construídas durante a deposição dos sedimentos transportados. Os efeitos erosivos do vento são menos importantes se comparados à construção de dunas e depósitos de loess (Rhue, 1975).

#### 8.2.2.1 - Modalidades de transporte

Bagnold (1941) formulou a clássica teoria sobre o complexo movimento da areia no ar. Essa teoria é baseada em investigações sobre o comportamento das dunas do deserto.

Os sedimentos eólicos assim como os fluviais podem ser transportados tanto como carga em suspensão quanto como carga de fundo. A seleção das partículas pelo vento, entretanto, é mais efetiva do que a efetuada pelas águas correntes.

O transporte de sedimentos pelo vento se dá por saltação, rastejamento e suspensão. O tipo de transporte está diretamente relacionado ao tamanho das partículas e intensidade do vento. Somente as mais finas (silte e argila) podem ser carregadas em suspensão no ar.

A velocidade do vento é afetada pela rugosidade da superfície sobre a qual sopra. A movimentação da areia inicia-se somente quando a velocidade do vento consegue produzir uma força que supere o valor crítico da resistência de um determinado tamanho de partícula. Segundo Bagnold (1941) o valor crítico de resistência depende da raiz quadrada do diâmetro do grão de areia.

Bagnold (1941) demonstrou, ainda, que os grãos com 0,1 mm de diâmetro iniciam seu movimento quando a velocidade é de aproximadamente 15cm/s. Os mais finos, como silte e argila, necessitam de uma velocidade bem maior, além de uma perturbação no solo. A capacidade de acumulação de umidade deste, também afeta sua mobilização.

A maior parte das partículas é transportada pelo vento como carga de fundo por **saltação**.

A saltação ocorre após iniciada a movimentação. Os grãos em movimento rolam ou deslizam, encontrando grãos maiores, imóveis, que com o impacto são arremessados ao ar.

No ar, o grão de areia, 2.000 vezes mais pesado que o mesmo volume de ar, torna-se extremamente saltador. Desloca-se à velocidade do vento, que o acelera progressivamente, conforme a altura, até que comece a cair (Pethick, 1984).

Segundo Bagnold (1941), quando os grãos atingem o ápice de uma trajetória, tendem a cair seguindo a Lei de Stokes.

Assim, descrevem uma trajetória curvilínea característica, seguida de um longo movimento rasteiro final, sulcando a superfície da praia. Este impacto movimenta um grupo de grãos, que também é arremessado ao ar, iniciando deslocamentos semelhantes. Logo, toda a superfície da praia, na direção do vento, estará em movimento (Pethick, 1984).

Durante a saltação, os grãos deslocam-se por trajetórias variadas em altura e largura, porém o ângulo de impacto é quase constante, variando de 10 a 16 graus para uma ampla série de condições (Bagnold, 1941).

Os grãos em saltação raramente são elevados acima de 10 centímetros do solo. A saltação só se mantém a partir de ventos com velocidade de no mínimo 16Km/h. Até mesmo ventos muito fortes não conseguem arremessar os grãos a mais do que poucos metros acima da superfície.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) é a saltação que explica porque o efeito erosivo da areia é concentrado sobre áreas expostas a menos de 30 a 60 cm acima da superfície plana do solo.

Segundo Rhue (1975) o volume da carga de saltação concentra-se a 1m acima do solo, porém esta camada pode ser estratificada, sendo a areia mais abundante na parte mais baixa.

A saltação, segundo Pethick (1984) é o tipo de transporte mais importante para o processo de formação de dunas.

O transporte por **rastejamento** em superfície, é também consequência do movimento superficial retilíneo final dos grãos em saltação. Se, ao sulcar a superfície da praia, o grão em saltação golpear grãos muito pesados para serem arremessados ao ar, estes serão empurrados sobre a superfície.

Grãos com diâmetros até seis vezes maiores que os da

saltação e duas centenas de vezes mais pesados, podem ser transportados por rastejamento. Areias grosseiras e seixos também podem ser empurrados.

O vento pode mover partículas maiores que areia sobre o solo, se as condições da superfície forem favoráveis. Sabe-se que ventos de velocidades de 60 a 75 km/h podem mover seixos pesando de 4 a 56g sobre uma superfície lisa inclinada. Este é um exemplo raro de transporte por rastejamento (Ruhe, 1975).

De acordo com Bagnold (1941) cerca de 25% das areias de duna são movidas por rastejamento enquanto 75% por saltação.

Apesar de transportar apenas 1/4 da carga total, o rastejamento em superfície é um movimento significativo no resultado da seleção dos grãos de areia.

A erosão e o transporte pelo vento selecionam o material, e o diâmetro modal da distribuição da frequência de tamanho é a chave do processo de seleção (Chepil, 1959). Grãos maiores que o diâmetro modal da saltação são deslocados mais lentamente, e aqueles menores são removidos e carregados à distância. Dependendo da classe textural, de 31 a 78% dos grãos menores que 0,1mm são removidos em uma única ventania. Os siltes são removidos mais facilmente que as areias ou argilas. Nos materiais mais grosseiros, as partículas mais finas são removidas, enquanto que as partículas de areia se deslocam mais lentamente (Ruhe, 1975).

A areia grosseira e seixos que se deslocam mais lentamente acumulam-se como depósitos residuais, formando uma camada protetora que impede os mais finos, abaixo, de serem removidos (Strahler & Strahler, 1973).

Os grãos mais finos saltam em movimentos rápidos e longos para sotavento, enquanto os maiores se arrastam em superfície, movendo-se mais lentamente a curtas distâncias (Pethick, 1984).

A saltação e o rastejamento são responsáveis pela formação de marcas de ondulações de areia (Strahler & Strahler, 1973).

O transporte em **suspensão** movimenta somente os grãos mais finos, que são soprados a distâncias consideráveis por ventos de velocidade moderada.

Bagnold (1941) demonstra que os grãos mais finos encontram-se, com frequência, abaixo da zona de velocidade zero do vento ( $Z_0$ ) sobre o solo, não sendo normalmente movidos mesmo pelos ventos fortes. Assim o transporte em suspensão requer uma perturbação para iniciar o movimento das partículas. Esta pode ser causada pela passagem de animais ou veículos ou por uma forte corrente em ventos descendentes, produzindo uma nuvem de poeira que desaparece ao cessar o distúrbio.

Mendes (1984) refere que as partículas transportadas por suspensão são aquelas menores que 0,5mm. Para outros autores

são as de diâmetro menor que 0,06 (silte e argila) e para Pethick (1984) são os grãos menores que cerca de 0,2mm.

#### 8.2.2.2 - A movimentação de areia

A descrição das modalidades de transporte (saltação, rastejamento e suspensão) demonstra como e quando a areia é movida. Para formar uma duna, entretanto, muita areia precisa ser transportada e acumulada.

Segundo Willetts et al., citados por Pethick (1984) a quantidade de areia movida depende da velocidade do vento, embora também devam ser considerados fatores como o tamanho e a forma do grão.

Para calcular o transporte de areia, foi formulada uma equação que relaciona o cubo da velocidade ao montante de areia transportado por unidade de largura de praia por unidade de tempo. Tal equação foi demonstrada por muitos autores (e.g. Bagnold, 1941; e Cooke & Warren e Hsu, citados por Pethick, 1984):

$$q = (C/D).(u'.)^3$$

ou, se for sentido que uma velocidade "real" deva ser incluída no meio:

$$q = C (V_{100} - V_1)^3$$

onde:

- q = peso da areia movida por unidade de largura por unidade de tempo
- C = uma constante
- D = diâmetro do grão
- u'. = velocidade de corte durante a saltação
- V<sub>100</sub> = velocidade medida a 1 metro acima da superfície
- V<sub>1</sub> = velocidade limiar crítica para um dado tamanho de grão

A aplicação dessa equação mostra que o transporte de areia é extremamente sensível à mais leve variação na velocidade - um pequeno aumento na velocidade do vento significa um grande impulso no montante de areia movida.

Em termos práticos, por exemplo, um vento de 50km/h é capaz de mover meia tonelada de areia por metro de extensão de praia por hora. Entretanto, um vento de 58km/h, ou seja, 16% mais veloz, será capaz de movimentar uma tonelada por metro por hora - um aumento de 100% no transporte. Inversamente, um leve decréscimo na velocidade do vento causará uma insignificante nuvem de areia em saltação (Pethick, 1984).

As taxas de transporte de areia são, ainda, susceptíveis à textura da superfície do terreno. Uma nuvem de grãos em saltação que passe sobre uma superfície arenosa macia perderá energia, e a queda na velocidade de transporte causará deposição. Por outro lado, se passar sobre uma superfície resistente, o transporte aumentará.

dunas costeiras originam-se de areias finas provenientes do estirâncio. Para outros autores, entretanto, o fornecimento de areia para formação de dunas provém da parte da praia que se mantém seca a maior parte do tempo, ou seja, do pós-praia .

Para Pethick (1984) a condição ideal para formação de dunas costeiras é a baixa declividade do litoral combinada com grandes amplitudes de maré e extensa superfície de areia seca na maré baixa. Entretanto, o autor não especifica valores para tais parâmetros.

Na área objeto deste trabalho, o desenvolvimento de dunas está associado a um considerável fornecimento de areia e à constância de ventos suficientemente fortes para transportá-la.

O vento não espalha a areia ao acaso, ao contrário, congrega-a em padrões bem consistentes. A deposição, que ocorre quando a velocidade do vento diminui, inicia-se pelas partículas maiores.

A dinâmica do fluxo de ar e turbulência é extremamente complicada, porém qualquer obstáculo que cause deposição pode iniciar uma acumulação - um núcleo de areia - que incrementa maior crescimento.

A corrente de ar passando sobre o núcleo de areia, tende ao turbilhonamento neste ponto, diminuindo a velocidade e aumentando o depósito. Esta irregularidade altera o fluxo de ar adicional, dando volume a repetidas zonas de deposição que varia de ondulações de uns poucos milímetros de altura a montes com 200 metros. Tais depósitos tornam-se independentes dos obstáculos que lhes deram origem.

Segundo Bagnold (1941), as dunas formam-se independente de qualquer acidente de superfície, e seu desenvolvimento mais perfeito acontece em terrenos planos.

Cooper (1967), referindo-se a dunas costeiras desenvolvidas a partir da vegetação, afirma que na maioria desses ambientes, o embrião é o primeiro estágio de formação de verdadeiros cordões de dunas, porém, pode não fazer parte de alguns sistemas. Para Leinz & Amaral (1980), "dunas verdadeiras" são as formadas sem intervenção de obstáculo.

No processo de construção de dunas são muito importantes a direção do vento e sua força em relação ao suprimento de areia (King, 1966).

Bagnold (1941) diferencia os efeitos de um vento forte de um vento suave. Um vento forte é aquele cujo gradiente de velocidade cresce acima de um valor crítico, onde a velocidade é maior do que 2,5 cm/s a uma altura de 0,3 cm. Este número depende parcialmente da rugosidade da superfície.

Um vento forte tende a aumentar o volume de uma duna, enquanto um vento suave tende a aumentar o comprimento à custa do volume (King, 1966).

Num ambiente em que grãos de areia de tamanhos diferentes encontram-se misturados, o transporte é seletivo, ocorrendo primeiro a remoção dos mais finos. Entretanto, sobre as dunas a seleção é tal que o vento alcança rapidamente a velocidade que pode remover todos os grãos (King, 1966).

Bagnold (1941) demonstrou que a taxa de deposição ou remoção depende da tangente do ângulo de inclinação da superfície. Assim, não há mudança na crista de uma pilha de areia uniforme, porém a deposição no lado de sotavento deve alcançar um máximo, onde a inclinação é mais escarpada, e se esta não é na base da duna, o lado de sotavento se acentuará.

Strahler & Strahler (1973) explicam, baseados em conclusões de Bagnold (1941), que a face de escorregamento desenvolve-se a partir de uma duna uniformemente arredondada.

A areia é removida de barlavento, transportada por saltação e depositada na face de sotavento, que torna-se mais íngreme. No momento em que a face de sotavento torna-se suficientemente íngreme, grãos em saltação ultrapassam a crista aguda e caem em repouso sobre a superfície adiante. Ao alcançar o ângulo limite de repouso a areia se instabiliza e começa a deslizar.

O ângulo limite de repouso da areia seca, para a maioria dos autores, é de  $34^\circ$ .

O deslizamento sobre a face de sotavento, desloca a camada superficial da areia para a base da duna. Com o deslizamento a face de escorregamento torna-se novamente estável, porém a saltação continua, ocorrendo novos deslizamentos. Neste processo a duna avança, enterrando a superfície do solo adiante dela (Strahler & Strahler, 1973).

Observações no campo demonstram que a taxa de avanço da duna depende da altura da face de escorregamento. Esta é, no mínimo de 30 cm, devido ao salto médio de um grão de areia. Se a altura da face de deslizamento é menor que 30 cm, o grão de areia pode alcançar o pé da duna e assim não irá necessariamente dirigir-se sobre a face inclinada (King, 1966).

Bagnold demonstrou que o movimento da duna para frente varia diretamente com a taxa do movimento de areia sobre a borda da face de escorregamento, mas inversamente com a altura da mesma. A face de escorregamento se moverá mais lentamente onde ela é mais alta, no centro da duna, e mais baixa, próximo às bordas.

A face de deslizamento só pode ser mantida se o vento continuar sendo soprado, portanto, se a direção do vento muda a face de escorregamento deve se modificar (King, 1966).

Os depósitos de areia são de dois tipos: acreção e avalanche. Depósitos de acreção são construídos de areia vindas do lado de barlavento de uma duna.

As camadas de avalanche são aquelas que, empurradas

sobre a face de escorregamento, caem livremente em seu ângulo de repouso e não são bem compactadas e, portanto, têm uma textura fofa. Elas normalmente dificultam a apreciação da estratificação de uma duna, cada camada é muito fina e a diferença no tamanho das partículas, freqüentemente, não é suficiente para revelar claramente as camadas (King, 1966).

A duna migrante pode ser detida em seu avanço e estabilizada pelo desenvolvimento de gramas resistentes, pelo seu efeito quebra-vento e pela fixação através das raízes.

### 8.2.5 - Movimentação das dunas

Finkel (1959) determinou através de duas séries de fotografias aéreas, tomadas com intervalo de três anos, o movimento relativo de dunas barcanas do sul do Peru. Ele observou que a velocidade de movimento das barcanas foi maior para as dunas menores e menor para as maiores. O movimento médio de 75 barcanas em relação a altura de suas cristas foi:

altura da crista (m):	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	média
								3,67
movimento anual (m):	32,2	22,0	16,8	14,5	12,2	11,5	9,2	15,4

A taxa de areia perdida por deslizamento sobre a face de sotavento, de qualquer barcana, é rigorosamente compensada pelas areias vindas do seu lado de barlavento (Finkel, 1959).

Nas dunas costeiras do Lago Michigan a taxa de movimento medida foi de 5 pés em 4 meses, 10 pés em 6 meses e 3 pés em 11 meses (Cressey, 1928).

No Campo de Dunas de Guerrero Negro, México, a taxa de movimento no inverno foi de 2,1 cm/dia, enquanto no verão foi de 8,4 cm/dia (Inman, Ewing & Corliss, 1966).

A taxa de movimentação de duna não é uniforme. Dunas barcanas da área de Salton Sea tiveram um movimento de 50 pés por ano durante o período de 1941-1956 e 85 pés por ano durante os anos de 1956-1963 (Long & Sharp, 1964). A diferença no movimento médio foi atribuída, pelos autores, ao aumento do fornecimento de areia.

Em White Sand, as dunas próximas à área fonte demonstraram movimento consideravelmente maior que aquelas a sotavento (Mckee, 1966).

### 8.2.6 - Morfologia do ambiente eólico

A topografia eólica compreende planos de deflação e concentração de grandes corpos de areia (dunas) (Bigarella, 1972). Virtualmente toda areia eólica não ocorre em dunas isoladas, mas em campos e mares de areia.

Quando o suprimento de areia é pequeno, há apenas a formação de cômoros ou ante-dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.6.1 - Dunas

As dunas são depósitos de areia transportada, acumulada e modelada pelo vento, constituindo montes que apresentam, sempre, uma face de maior inclinação.

A seção longitudinal de uma duna típica corresponde a um triângulo escaleno com um vértice voltado para o alto (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972). As cristas de dunas podem apresentar alturas de 1 ou 2 m a 20 ou 30 m.

A face que recebe o sopro do vento (barlavento) é a mais longa e apresenta menor inclinação (5 a 15°). A face de maior declividade (20 a 30°, geralmente), é a de sotavento, denominada face de deslizamento (slip face). O ângulo de repouso da areia seca é de 34°.

Para Strahler & Strahler (1973) faces com tais características são próprias de dunas ativas.

Na zona de deposição, as areias de dunas podem se dispor em cristas relativamente paralelas à linha de costa e separadas umas das outras por depressões ou vales. Podem, ainda, se dispor oblíqua ou transversalmente à linha de costa. A disposição das dunas em relação à costa depende da direção predominante do vento e dos obstáculos que possam perturbar o fluxo normal do mesmo.

As dunas podem ser "ativas" ou "vivas" e "inativas" ou "fixadas". As dunas ativas não possuem cobertura vegetal e mudam constantemente de forma sob as correntes do vento. Dunas ativas são construídas pelo contínuo fornecimento de areia, razoável escassez de água no solo e ventos adequados. As dunas são fixadas pela vegetação.

Segundo King (1966) as dunas costeiras são muito semelhantes às do deserto, entretanto, podem tornar-se bem mais complexas devido à influência da vegetação que cresce sobre elas.

Já Pethick (1984), considera que a presença de vegetação distingue as dunas costeiras das do deserto.

De acordo com Bigarella (1972), o transporte de areia é um importante processo na formação da morfologia costeira. Segundo o mesmo autor, durante o Quaternário, grande quantidade de areia transportada aos planos costeiros deram origem aos campos de dunas atuais.

Na área estudada, bem como em toda a costa brasileira, observam-se dunas com ou sem cobertura vegetal. A formação de tais feições independe da existência de vegetação. A cobertura vegetal das dunas costeiras somente distingue as dunas estabilizadas daquelas que são móveis.

As dunas ocupam uma zona limitada pela marca da maré alta, estendendo-se sobre a costa por mais de 10 km (Cooper, 1967). A ocorrência de dunas sugere a presença de uma linha de praia a pouca distância à sua frente. A presença de dunas em posições mais interiorizadas marca a ocorrência, em épocas anteriores, de linha de costa mais para dentro do continente (Guilcher, citado por Godolphin, 1976; Zenkovich, 1967).

Na Planície do Campo de Araçatuba observam-se sete gerações de dunas interiorizadas, que realmente marcam paleolinhas de praia. Entretanto, o campo de dunas atual encontra-se bastante interiorizado, alcançando a posição de outras gerações, possivelmente recobrando-as.

Esta interiorização, entretanto, tem ocorrido independente de variações do nível do mar. Está por um lado, vinculada a fases de clima mais seco ou eventualmente de maior intensidade dos ventos. Por outro, devido ao uso destas áreas para pastagem de gado bovino e, recentemente, pelo uso residencial permanente ou temporário. Isto tem permitido a remobilização de dunas de antigas linhas de costa, que estão sendo incorporadas às da linha de praia atual.

Strahler & Strahler (1973) referem-se a **dunas fitogênicas**, que se originam a partir de uma parcial cobertura vegetal. As áreas favoráveis para as dunas fitogênicas são costas em uma ampla faixa climática e regiões interiores de clima semi-árido (estepes) com cobertura de gramíneas baixas e esparsas e pequenos arbustos dispersos. Um elemento característico da forma das dunas fitogênicas é sua associação com uma bacia de deflação. Para o abrigo desta bacia, que é a fonte de areia, as cristas de duna posicionam-se convexamente arqueadas a sotavento.

Segundo os mesmos autores, as dunas costeiras são mais abundantes adjacentes às linhas de costa progradantes. E, principalmente em áreas interiores à costa, são encontradas dunas fitogênicas do tipo parabólica.

Pethick (1984) menciona que as dunas costeiras formadas e desenvolvidas a partir da vegetação, geralmente possuem declividade forte a barlavento e suave a sotavento. Ao que tudo indica, o referido autor, descreve o mesmo tipo de duna denominado fitogênico.

#### 8.2.6.1.1 - Tipos de dunas

As dunas ocorrem isoladas ou associadas. A forma e o tamanho dependem das condições de vento e suprimento de areia.

Para King (1966) os principais tipos de acumulação de areia dependem, provavelmente, do caráter do regime de ventos; ou seja, da proporção entre ventos suaves e fortes e as direções relativas de cada um. A direção do vento e sua intensidade em relação ao suprimento de areia são muito importantes na determinação da forma de uma duna.

Ventos fortes e constantes, vindos de diferentes dire-

ções, desenvolvem diversos tipos de dunas. Em dunas desenvolvidas por ventos unidirecionais, pequenas mudanças na direção do vento, não são efetivas no desenvolvimento de qualquer feição distinta, somente produzindo pequenas irregularidades temporárias (Bigarella, 1972).

De acordo com Allen (1970), as dunas apresentam uma grande quantidade de formas, talvez intergradantes. Entretanto, cada forma permanece imutável enquanto sob as mesmas condições de vento (Reineck & Singh, 1980). Bigarella (1972) e Mckee (1979), observaram que muitas formas de dunas são comuns aos desertos e às planícies costeiras.

As dunas são classificadas quanto à forma, em dômicas, parabólicas, transversais, barcanas, longitudinais (*seif*), estrelares, reversas e retenção (Mckee, 1966; Glennie, 1970; Wilson, 1972; Bigarella, Becker & Duarte, 1969 e Bigarella, 1972).

As dunas dômicas, parabólicas, transversas e barcanas são desenvolvidas por ventos unidirecionais, enquanto as dunas longitudinais por ventos bidirecionais.

As **dunas em forma de domo** são localizadas próximas à área fonte (Mckee, 1966). são dunas baixas, circulares, em montes isolados. Um exemplo típico apresenta 137 m de largura, 128 m transversalmente, na direção dos ventos predominantes, e 5,5 m de altura (Bigarella, 1972).

As **dunas parabólicas** possuem forma de "U" ou "V", representando um tipo de bacia de deflação (*blowout*) na qual a parte do meio move-se para frente com respeito a seus lados ou "braços" (Hack, 1941). Apesar da parabólica em formato de "U" ser mais comum, Mckee (1966) descreveu uma típica parabólica em forma de "V" no campo de dunas de White Sand, Novo México.

As parabólicas caracterizam-se pela estratificação convexa na face de escorregamento, que tem forma de nariz. O trabalho do vento dá-se na parte central entre os "braços", que se formam através da fixação pela vegetação (McKee, 1966). Assim como seus "braços" fixados pela vegetação, toda a duna é relativamente estável (Bigarella, 1972).

As **dunas transversas** são assimétricas, crescentiformes ou alongadas, com a face de deslizamento voltada para sotavento e o dorso disposto perpendicularmente à direção do vento predominante. Segundo Medeiros, Schaller & Friedman (1971), as dunas são denominadas transversas por sua crista formar um ângulo reto com a direção predominante dos ventos.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) as dunas transversas tomam forma onde a areia é tão abundante que cobre completamente o solo imóvel abaixo. Suas cristas são separadas por profundas depressões.

A área de abrangência das transversas é denominada "mar de areia" (*sand sea*). O termo *erg* referido para uma ampla extensão de dunas no Deserto do Sahara, também tem sido adotado para este tipo de ambiente. Os cordões individuais têm crista

aguda e assimétrica, estando a inclinação suave a barlavento e a face de escorregamento a sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Os mares de areia necessitam de imensa quantidade de areia, freqüentemente provenientes do intemperismo de formações areníticas subjacentes à superfície do solo, ou de planos aluviais adjacentes. Contudo, outros cinturões de dunas transversas formam-se adjacentes a praias com abundante fornecimento de areia e fortes ventos vindos do mar (Strahler & Strahler, 1973).

As **dunas barcanas** têm a forma de meia lua com a face convexa a barlavento e face côncava a sotavento. Na face de barlavento, suavemente inclinada, a areia move-se pela ação ascendente do vento, na face íngreme, a sotavento, ocorre escorregamento ou avalanche da areia.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) as pontas da barcana são suavemente arredondadas e, partindo delas, a areia movimenta-se em saltação.

Para King (1966) a barcana é, provavelmente, formada por sistemas de ventos unidirecionais. É o menor tipo de duna, que independe de obstáculo para sua formação. Ela pode formar-se e mover-se como unidade independente.

Uma barcana pode alcançar de 9 a 30 m de altura e até 360 m de extensão. Há registros de uma barcana individual ter atravessado distâncias de 9 a 15 m em um ano (Strahler & Strahler, 1973).

A barcana pode originar-se quando a areia se amontoa a sotavento de algum obstáculo, tal como um pequeno morro, rocha ou pedaços de pau. No momento em que se forma uma massa suficiente de areia, ela começa a se movimentar para sotavento, tomando a forma de crescente. Desta forma, elas são arranjadas em cadeias, estendendo-se a sotavento da área fonte (Strahler & Strahler, 1973).

As **dunas longitudinais (seif)** constituem uma série de espigões longitudinais paralelos, regularmente espaçados, e orientados na direção dos ventos dominantes.

Para a formação dessas dunas, a região deve estar sujeita a ventos fortes constantes. Podem formar-se no flanco de uma elevação topográfica interposta ao vento. São dunas de estrutura complexa, principalmente devido à ação de ventos bidirecionais. Sua seção transversal é triangular e apresentam como característica duas faces de deslizamento (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

Segundo Bigarella (1972) esse tipo de dunas é normalmente orientado acompanhando um vetor resultante de ventos fortes convergindo de duas direções, a aproximadamente 90° um do outro.

As **dunas de retenção** foram inicialmente denominadas por Cooper (1967) como dunas de precipitação. A duna de retenção constitui-se num corpo de areia linear formado onde as dunas avançam contra a barreira de vegetação arbórea. Ela é a última

forma estabilizada em tais condições e pode ser gradualmente desenvolvida, devido à vegetação arbórea (Bigarella, 1972).

Bigarella, Becker & Duarte (1969) estudaram este tipo de duna no plano costeiro da Praia do Leste no Estado do Paraná. As cristas de dunas que se estendem paralelas à linha de costa medem entre 5 a 10 m de altura acima da areia plana.

As **dunas estelares** desenvolvem-se geralmente nos desertos como na Arábia Saudita e em partes da África do Norte e Namíbia. Este tipo de duna tem um ponto central alto do qual partem três ou mais "braços" (cristas) radiais em várias direções (Bigarella, 1972).

As dunas estelares são desenvolvidas por ventos efetivos de múltiplas direções (Bigarella, 1972).

O ponto central da estrela é um pico agudo que pode atingir até 100 m de altura ou mais acima da base. Essas dunas parecem permanecer fixadas na posição por séculos (Strahler & Strahler, 1973).

As dunas estelares possuem, pelo menos, três faces de deslizamento (Mendes, 1984). As faces de deslizamento estão relacionadas ao número de cristas.

As **dunas reversas** foram referidas por Merk (1960) como transversas. Elas se desenvolvem num ambiente onde o efeito do vento dominante é obstado por tempestade de vento forte, rápida, controlada pela orografia, de direção quase oposta (Bigarella, 1972).

Bigarella (1972) cita como exemplos de dunas reversas as de Great Sand Dunes do Colorado, cujas cristas transversais, segundo Merk (1960), são orientadas normalmente pelos ventos vindos do sul. E, Kelso Dunes, Califórnia, onde ocorrem cristas alongadas e transversais.

Medeiros, Schaller & Friedman (1971) discordam da classificação por tipos individualizados e propõem três formas básicas: "dunas e cadeias de dunas transversais", na qual incluem as barcanas; "dunas e cadeias de dunas longitudinais", na qual incluem as parabólicas; e, "dunas complexas", na qual incluem as estelares, cônicas e outras.

As formas designadas "complexas" são dadas por regimes irregulares dos ventos, e também pelas feições topográficas e pelo crescimento da vegetação, que favorecem a acumulação de areia. A estrela e o cone são os tipos mais simples desses depósitos, porém, podem assumir dimensões consideráveis (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

Mendes (1984), propõe classificação semelhante à dos autores referidos anteriormente, mas baseada na disposição do eixo maior em relação à direção do vento ou ausência desta: "dunas transversais", "dunas longitudinais" e "dunas equidimensionais" (estelares e reversas).

Na Planície do Campo de Araçatuba, dos tipos descritos, só foram observadas as dômicas, as parabólicas, as transversas e as barcanas, já descritas no Capítulo de Geomorfologia.

#### 8.2.6.2 - Ante-dunas

Em muitas áreas, onde o fornecimento de areia não é muito grande, os depósitos eólicos costeiros são limitados a ante-dunas.

De acordo com Bigarella (1972) as ante-dunas consistem de miniaturas de depósitos de areia eólica domiformes.

As ante-dunas normalmente ocorrem em forma de cômoros ou de cordões baixos e paralelos à costa, indicando que sua fonte de areia é a praia, e que sua estabilização pela vegetação é tão rápida que a areia não pode se deslocar mais para o interior (King, 1966).

Na área de ante-dunas, a deposição de areias eólicas inicia-se ao redor de vários obstáculos, principalmente gramas e pequenos arbustos. A areia acumula-se como sucessivos estratos em forma de concha (convexo para cima). O eixo longo desses depósitos domiformes é paralelo à direção dominante dos ventos (Bigarella, 1972).

A maior parte das ante-dunas domiformes apresentam feições de bacia de deflação. O desenvolvimento de uma bacia de deflação inicia-se sobre a parte mais alta do domo, cortando-o para baixo e lateralmente. Ela remove a areia da parte central do domo, deixando uma depressão de orla oval a circular, ou pequena bacia padrão cratera, com aberturas a barlavento e sotavento (Bigarella, 1972).

As areias removidas são, então, depositadas em algum lugar a sotavento, iniciando o desenvolvimento de novas ante-dunas domiformes. Este processo de erosão e deposição é continuamente repetido (Bigarella, 1972). Na Planície do Campo de Araçatuba é característico do reverso de praia.

A altura de uma ante-duna comumente é menor que 1 m acima da superfície arenosa plana e eventualmente de solo pantanoso. Uma, estudada na Barra do Sul media 12 por 14 m em diâmetro e a orla tinha cerca de 0,5 m de altura. A parte central desta bacia de deflação era plana e pouco mais elevada que a área ao redor (Bigarella & Popp, 1966).

#### 8.2.6.3 - Cordão praial-dunar

Bigarella (1972) refere que os depósitos de cordão "praial-dunar" da Praia de Leste (Pr) são constituídos por sedimentos intermediários e transicionais entre praia e dunas. O cordão "praial-dunar" é muito baixo, relativamente amplo e disposto paralelamente à linha de costa. Geralmente encontra-se separado da praia por um pequeno desnível, porém, em muitos lugares não há separação abrupta. Onde ocorre uma zona de transição, caracteri-

za-se pela vegetação marginal escassa da associação *Ipomoea pes-caprae*.

Ventos procedentes do mar transportam areias da praia para as áreas das ante-dunas e dunas. Na primeira etapa, areias acumulam-se parcialmente contra o desnível (barranco de praia) ou sobre a zona transicional entre a praia e o cordão praiial-dunar. Parte da areia é depositada sobre o cordão praiial-dunar e nas ante-dunas e parte sobre a duna de retenção (Bigarella, 1972).

#### 8.2.6.4 - Marcas de ondulação

Formadas pelo vento, as marcas de ondulação são raramente preservadas nos arenitos eólicos antigos. Ocorrem como ondulações paralelas, assimétricas, alcançando índices de 20 a 50 (Poole, 1964). As marcas de ondulações em arenitos eólicos são subparalelas à direção de mergulho da superfície dos estratos cruzados (McKee, 1945; 1957). O alto índice e a orientação em relação à estratificação cruzada são feições distintivas (Poole, 1964).

A maior parte das marcas de ondulação é formada sobre a inclinação de barlavento das dunas. Sua orientação depende da parte da duna na qual desenvolvem-se. As cristas e cavados das marcas de ondulações dispõem-se perpendicularmente à direção dos ventos locais. Sendo o vento constantemente defletido pela topografia num campo de dunas, as direções das marcas de ondulação são muitas. Além disso, a maior parte das ondulações é formada por ventos fracos, que podem não corresponder à direção dos ventos dominantes.

Ondulações de barlavento são quase normais à principal direção do fluxo de vento; entretanto, essas marcas de ondulação são raramente preservadas. Condições favoráveis para o sepultamento e então, preservação, estão quase inteiramente do lado de sotavento da duna. A orientação das ondulações sobre o sotavento das dunas resulta ou da deflexão dos ventos sobre a superfície da duna ou, temporariamente, de ventos soprados de outras direções.

Dois principais tipos de marcas de ondulação de vento são reconhecidos (Cressey, 1928; Sharp, 1963; Tanner, 1964). Um, tipo granuloso uniforme (Cressey, 1928) ou tipo ondulação-areia (Sharp, 1963) é o mais abundante e muito difundido. Marcas de ondulação grânulo não são raras e são formadas onde se encontram concentrações residuais de grãos grosseiros.

Ondulações originadas pelo vento, geralmente, têm maiores índices que aquelas formadas pela água (Kindle, 1917; Twenhofel, 1932; McKee, 1933; Sharp, 1963; e outros). Índices abaixo de 15 são considerados evidências de deposição subaquosa (McKee, 1933). Diferenças na orientação indicam variação nas direções dos ventos, e documentam a complexidade das correntes de vento perto do solo (Sharp, 1963). As correntes ao longo da superfície de areia podem divergir a ângulos acima de 90 uma da outra, como resultado da forma da duna. Portanto, ondulações são desenvolvidas de acordo com as direções das correntes de vento

sobre o solo, e sua orientação reflete, em parte, a influência direta do padrão da duna.

Pequenas flutuações na direção do vento não afetam a orientação das ondulações (Sharp, 1963). Entretanto, quando a direção do vento muda muito, um novo grupo de ondulações é iniciado e superimposto sobre o antigo, com uma direção diferente. Em um curto tempo o grupo de ondulações antigas geralmente é destruído sob uma nova direção de vento, porém, em muitos lugares, um novo grupo aparece, superimposto sobre o antigo.

Em alguns lugares, três grupos superimpostos de ondulações de diferentes direções e dimensões foram encontrados (Sharp, 1963).

O índice de ondulações, de acordo com Sharp (1963), depende, principalmente, do tamanho do grão, composição do sedimento e velocidade do vento. A influência do tamanho do grão sobre o padrão e tamanho das marcas de ondulação, foi discutida por Cornish (1897), Bucher (1919), Bagnold (1954), McKee (1945), Sharp (1963) e outros. Trabalho experimental (Bagnold, 1936) e observações de campo (Sharp, 1963) demonstram que a largura das ondulações aumenta com a velocidade do vento e a altura aumenta com o incremento do tamanho dos grãos. Marcas de ondulação em areias grosseiras são maiores que ondulações em areia fina (Sokolow, 1894; Cornish, 1897; Sharp, 1963). As ondulações em areias grosseiras têm menor índice que aquelas em areia fina. Este índice varia inversamente com o tamanho dos grãos e também com a velocidade do vento.

Nas marcas de ondulação de vento, os grãos mais grosseiros estão concentrados sobre a crista (Cornish, 1914; Cressey, 1928; Twenhofel, 1932; Bagnold, 1954; Norris & Norris, 1961).

Sob condições de ventos relativamente fracos, as marcas de ondulação são abundantes sobre a superfície das dunas. Estas se desenvolvem sobre superfícies não submetidas nem a erosão marcada nem a forte deposição. Elas são mais comuns sobre superfícies submetidas a alguma acumulação do que sobre superfícies em erosão (Sharp, 1963).

As marcas de ondulações podem iniciar a sua formação a uma velocidade de vento de cerca de 6,8 milhas por hora (mph), mas elas desaparecerão quando o vento atingir uma velocidade de cerca de 20 mph (Cressey, 1928).

Marcas de ondulação de grânulo são basicamente diferentes das do tipo areia. Elas desenvolvem-se como concentração de grãos retidos, principalmente maiores que 1 mm (Bigarella, 1972). Tais marcas de ondulação são mais irregulares que as do tipo areia. As ondulações de grânulo geralmente contrastam com as de areia quando têm lâminas "foresets" bem desenvolvidas (Sharp, 1963).

A superfície de uma duna móvel é geralmente ondulada. A seção transversal de uma ondulação é semelhante à de uma duna, com inclinação de barlavento mais suave e de sotavento mais íngreme. As ondulações são espaçadas em ondas de largura uniforme,

as quais dependem da intensidade do vento e da trajetória característica do grão de saltação, que causa rastejamento de superfície (Bagnold, 1941). A altura e o padrão das ondulações dependem do tamanho do grão de areia (Shepard, 1963).

Visto que o comprimento dos saltos e o ângulo de impacto dos grãos de uma saltação dependem da velocidade do vento, e que a altura da ondulação depende do tamanho dos grãos, o gradiente da inclinação do sotavento da ondulação é igual ao ângulo de incidência de impacto (Ruhe, 1975).

Ondulações avançam atravessando as dunas por rastejamento, e o deslocamento é diretamente relacionado à velocidade do vento (Sharp, 1963).

Nas Dunas Kelso, no deserto de Mojave, na Califórnia, foram vistas ondulações estacionárias com ventos de 15,5 mph, medidos a 4 pés acima da superfície da duna, porém, a uma velocidade de 30 mph a ondulação avançou duas polegadas por minuto. Visto que a velocidade do vento a 3 mm acima do solo é quase constante, não importa a intensidade do vento, a velocidade crítica terá pequeno efeito na formação de ondulações - a responsável deve ser a velocidade limite que causa o impacto dos grão e a mobilização da areia (Ruhe, 1975).

### 8.2.7 - Sedimentologia

O material sujeito ao transporte pelo vento, constitui-se de areias e farinha de rocha produzidas por ação mecânica, principalmente das ondas e correntes. Estas reúnem o material, acumulando-o nas praias para, depois de seco, ser removido pelo vento. Nas praias, esse material pode ser previamente classificado, apresentando uma granulação mais ou menos uniforme. O quartzo é o principal componente mineral das dunas (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

As características texturais e mineralógicas, embora úteis, não podem ser consideradas diagnóstico de depósitos de duna. O tamanho médio dos grãos é pouco significativo. A seleção, que é boa, é um pouco melhor nas dunas que em vários ambientes similarmente selecionados, porém não é um fator confiável. A assimetria positiva, considerada um bom indicador, foi colocada em dúvida a partir de registros de assimetria negativa em dunas. O arredondamento dos grãos, embora nem sempre, é melhor nas dunas do que nas praias, porém somente é significativo se a comparação for feita entre ambientes correlacionados (Bigarella, 1972).

A quase totalidade dos grãos de areia das dunas possuem tamanhos da ordem de 0,1 a 1 mm, predominando as areias médias (0,25 a 0,5 mm). Os grãos são foscos, possuem boa seleção e bom arredondamento. A porosidade e permeabilidade destas areias são altas, tanto que o grau de infiltração na superfície da duna é alto e contínuo (Strahler & Strahler, 1973).

Segundo Popp (1987) nos depósitos eólicos (loes, dunas e serir), o tamanho dos grãos varia de silte a areia grossa, podendo ser encontrados, eventualmente, grãos entre 5 mm e 1 cm. O

referido autor menciona que o melhor arredondamento é o dos grãos de diâmetro entre 0,5 e 1,0 mm.

Na Planície dos Campos de Araçatuba ocorrem apenas depósitos de dunas, que são constituídos essencialmente de areias quartzozas, visualmente, finas e bem selecionadas.

#### 8.2.7.1 - Estruturas sedimentares

Um dos mais importantes critérios para o reconhecimento de depósitos eólicos, são as diferentes estruturas sedimentares desenvolvidas durante a deposição. Essas feições também são usadas na diferenciação de tipos de dunas e determinação da direção dos ventos.

Medidas de mergulho verdadeiro nos estratos cruzados permitem a determinação de padrões de paleoventos responsáveis pela deposição de dunas recentes e subrecentes. Além do mais, esses dados podem ser usados para a determinação de paleolatitudes e condições paleoclimáticas (Bigarella, 1972).

As estruturas sedimentares em afloramentos arenosos normalmente apresentam boa exposição. A maior parte dos estratos são compostos de laminações cruzadas de alto ângulo geralmente côncavas para cima. As laminações cruzadas são limitadas por superfícies planas ou inclinadas. As diversas superfícies planas podem ser paralelas ou convergentes com feições desenvolvidas por erosão ou não (Bigarella, 1972).

Muitos estratos com ângulo inferior a 10°, provavelmente foram depositados na porção inferior da duna. Os maiores ângulos de mergulho dos estratos estão na face superior. Próximo à base das dunas, os estratos tendem a tangenciar a superfície e a alcançar a horizontalidade (Bigarella, 1972).

Dunas em crescimento possuem duas séries de lâminas: frontais (*foresets*) e dorsais (*topsets*) que formam ângulo entre si. As lâminas dorsais dificilmente se preservam nas dunas migrantes cuja estrutura passa a ser constituída apenas pelas lâminas frontais (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972).

Medidas de dunas modernas mostram que os estratos próximos ao topo alcançam 29 a 33° de mergulho. Em dunas recentes, no Rio Grande do Sul, ocorrem estratos com mergulhos superiores a 46°; e na Praia de Leste (PR) foram registrados ângulos mergulhando de 39 a 42° (Bigarella, Becker e Duarte, 1969). Tais ocorrências são interpretadas como resultado da grande umidade contida nas areias. Os grãos úmidos se mantêm juntos sob a ação da tensão superficial e permitem altos ângulos de repouso (Bigarella, 1972).

Na maioria das paleodunas estes valores estão entre 20 e 29°, provavelmente, porque as superfícies preservadas não representam as porções mais altas das dunas, pois estas são erodidas antes da deposição dos estratos seguintes (Bigarella, 1972).

A classificação da laminação cruzada é baseada no tipo

de contato das lâminas com a superfície inferior e da forma de cada estrato que contém laminações (Mckee & Weir, 1953).

Na laminação cruzada planar o limite inferior do estrato é um plano horizontal. A laminação do tipo planar é subdividida em: (a) plano tabular horizontal, no qual os limites entre os estratos são paralelos por longas distâncias; e (b) planar cuneiforme, na qual os limites das superfícies que contém laminações cruzadas não são paralelas mas convergentes. Na laminação cruzada acanalada a superfície inferior é encurvada. Onde as superfícies limites mais baixas não são erosivas, o termo aplicado é estratificação cruzada simples (Bigarella, 1972).

De acordo com Bigarella (1972) as estruturas de muitos tipos de dunas, têm sido extensivamente estudadas. Pesquisas com o objetivo de conhecer as estruturas de alguns tipos de dunas foram realizados por Mckee & Tibbitts (1964), Mckee (1966), Sharp (1966), Bigarella, Becker & Duarte (1969).

Citando estudos de Mckee (1966) no campo de White Sands, New Mexico, Bigarella (1972), apresenta como feições de estratificação cruzada comuns às dunas padrão domo, transversais, barcanas e parabólicas as seguintes:

a) laminações cruzadas em estratos de médio a grande porte mergulhando ( $30 - 34^\circ$ ) a sotavento;

b) seqüências com superfície de contato horizontal ou de baixo ângulo, desenvolvidas principalmente na parte de barlavento da duna;

c) seqüências com superfície de contato mergulhando a ângulos moderadamente altos ( $20 - 28^\circ$ ), geralmente desenvolvidas na parte de sotavento da duna, truncando lâminas frontais com ângulos mais altos ( $28 - 34^\circ$ );

d) laminações de estratos cruzados, que tornam-se progressivamente mais finos da base para o topo de uma duna e contém lâminas que tendem a achatam-se para cima, especialmente na parte de barlavento da duna;

e) lâminas frontais mergulhantes, compostas de lâminas cruzadas progressivamente maiores a sotavento; e

f) acamamento local contorcido.

As estruturas distintas, de acordo com o tipo de dunas também foram verificadas no campo de White Sands, New Mexico, por Mckee, 1966). Abaixo estão referidas as principais conclusões destes estudos, apresentadas por Bigarella (1972).

As dunas padrão domo são caracterizadas por lâminas frontais de ângulos baixos, mergulhando a sotavento e para ambas as margens. Lâminas frontais de altos ângulos ocorrem apenas no centro a barlavento da duna.

As dunas transversas, em cortes de ângulo reto à direção do vento, apresentam traços quase horizontais de estratificação. Esses estratos representam lâminas de face de escorregamento relativamente longas, mergulhando a sotavento.

Estratos de baixos ângulos ( $2^\circ - 5^\circ$ ), mergulhando na direção do vento, a barlavento das dunas, parecem ser também característicos de dunas transversas. Entretanto, estes podem tam-

bém ocorrer, sob algumas condições, em outras formas de dunas.

Estratos reversos de baixos ângulos, mergulhando a barlavento, foram depositados por ventos que não foram competentes para carregar toda carga de areia sobre a inclinação da duna, em função da altura desta.

As dunas barcanas são caracterizadas, em cortes normais à direção do vento, por estratos de ângulos moderados a altos em mergulho aparente; esses contrastam com os de ângulos baixos comuns ( $1^\circ - 6^\circ$ ) de mergulho aparente em dunas transversais, em situação similar.

As dunas parabólicas e de captação têm como sua feição mais distinta muitas lâminas frontais, que são convexas ao invés de côncavas para cima.

Nas dunas parabólicas, o barlavento é caracterizado por estratos com baixo mergulho, enquanto no sotavento poucas lâminas frontais têm mergulhos de altos ângulos.

Dunas de captação têm estratos que são convexas para cima, com a maior parte de mergulhos de altos ângulos.

Uma barcana que não está crescendo em altura apresentará depósitos de avalanche por todos os lados, exceto para uma fina camada a barlavento, sobre a qual a areia está sendo movimentada, e a crista da duna, acima do nível da borda da face de escorregamento. Se a duna cresceu em altura, a junção entre os depósitos de avalanche e a cobertura de depósitos de acreção inclinará na direção do avanço da duna. Esta direção é facilmente perceptível, a partir do ângulo de transgressão dos acamamentos planos (King, 1966).

#### 8.2.7.1.1 - Significado da estratificação cruzada

Segundo Bigarella (1972), a atitude da superfície de contato é usada como um possível critério para determinação de sua relativa posição dentro da duna.

Referindo-se às idéias de Mckee (1966), Bigarella (1972) apresenta as situações em que os ângulos de mergulho da superfície de contato e dos estratos cruzados, são feições indicativas:

a) superfícies moderada a fortemente mergulhantes, limitando laminações tabulares (planar ou simples) de estratos cruzados, representam depósitos de face de escorregamento formados geralmente por avalanches de areia, na parte mais baixa da duna;

b) superfícies horizontais ou de baixo ângulo, limitando estratos cruzados fortemente mergulhantes do tipo tabular-planar, são formadas principalmente no alto da duna. Elas podem ou não ser o equivalente no barlavento de uma unidade fortemente mergulhante (a, acima);

c) superfícies mergulhantes de baixo ângulo, limitando estratos cruzados de baixo ângulo do tipo tabular-planar, prova-

velmente indica deposição de areia geralmente de suspensão em vento muito forte. Este tipo de estrutura é comum em dunas padrão domo.

Estruturas registradas nas dunas da Praia de Leste (PR) demonstram feições tendo as características acima mencionadas e confirmam conclusões baseadas nas dunas de White Sands (Bigarella, 1972).

A estratificação cruzada acanalada (**trough**) é principalmente restrita às partes superiores de dunas e, aparentemente, é formada pelo desenvolvimento e subsequente preenchimento de bacias de deflação (**blowouts**). Nas dunas da Praia de Leste, esta é a feição mais comum, entretanto, não como resultado de preenchimento de bacias de deflação, mas possivelmente indicando flutuações nas direções do vento (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.2 - Estruturas de ante-dunas

A estrutura de uma ante-duna foi estudada em Barra do Sul (SC), por Bigarella & Popp (1966). Medidas de acamamentos cruzados tomadas em muitos pontos dentro do resto de ante-duna indicaram superposição de uma série de grupos de estratos convexos para cima. A atitude desses grupos, obtida das medidas dos acamamentos cruzados, diferia muito daqueles obtidos em uma duna de retenção um pouco mais interiorizada.

Em virtude da sucessão dos estratos convexos para cima, as direções de mergulho estão completamente distribuídas em volta do perímetro. Na Barra do Sul, a média de mergulho nas ante-dunas foi determinada como  $14,3^\circ$ , e o mergulho máximo foi de  $31^\circ$  (Bigarella & Popp, 1966).

Nas ante-dunas, estratos a barlavento com mergulhos menores que  $10^\circ$ , freqüentemente são preservados na seqüência estratigráfica, enquanto nas dunas normais tais estratos raramente remanescem. A estratificação cruzada em ante-dunas consiste predominantemente de ângulos baixos a moderados, simples (não erosivos), tabular e formas onduladas. Em alguns lugares, estratos frontais íngremes estão presentes. Acamamento contorcido, embora presente, não é abundante como num cordão praias-dunar (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.3 - Estruturas de áreas interdunares

As áreas entre as dunas costeiras do Brasil, mostram estratos plano-horizontais, bem como padrões de estratos cruzados truncados, como daquelas dunas ativas próximas. Essas estruturas são remanescentes de antigas dunas erodidas, que migraram através da área. O padrão de superposição mostra mudanças na orientação das faces de escorregamento curvadas, resultante de mudanças na direção do vento ou da superposição irregular dos estratos de lâminas dorsais curvadas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.4 - Estruturas de superfícies truncadas

Estruturas truncadas, causadas por avalanche a sotavento, aparecem sobre superfícies essencialmente horizontais, como repetitivos segmentos de curvas com largura de onda de 7 a 25 cm e amplitudes de 2 a 5 cm (Sharp, 1966). Cada truncamento "consiste de areia grosseira e homogênea sem estruturas discerníveis delineadas por uma delgada camada de grãos escuros finos" (Sharp, 1966). O material escuro é coletado ao longo da superfície de deslizamento da calha aberta em "U", formada no topo de uma avalanche de areia. A maior parte da estrutura é composta de material grosseiro, o qual possivelmente representa o preenchimento da calha pela areia levada pelo vento, que se acumulou na parte superior da face de escorregamento (Sharp, 1966). O desenvolvimento de cada nova avalanche repete o processo. Truncamentos não são freqüentemente encontrados porque eles se desenvolvem na parte mais alta da face de escorregamento e são, portanto, muito raramente preservados (Sharp, 1966). Essas estruturas podem ser exclusivas das dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.5 - Acamamento contorcido

Deformações penecontemporâneas causadas por avalanches de estratos de lâminas dorsais, é um fenômeno comum nas estruturas das dunas costeiras do sul do Brasil (Bigarella, Becker & Duarte, 1969) e ocorrem, em alguma extensão, na maior parte de outras dunas (Bigarella, 1972).

Camadas contorcidas ocorrem em diversas formas, principalmente irregular e com padrão de dobras assistemático, com ou sem pequenas falhas associadas. Elas se formam sob a ação da gravidade, ao longo do tempo, ou seguida de breve acumulação, e constituem uma das principais feições características de estratos na parte superior da face de escorregamento em algumas dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.6 - Dunas costeiras com acamamento contorcido

Camadas deformadas ocorrem, entre camadas não deformadas, nas dunas costeiras na Praia de Leste (PR). A maior parte das contorções afetam mais que um grupo de estratos. As estruturas produzidas pela deformação parecem ser caóticas. Dobras e falhas são muito comuns. Alguns estratos interrompidos, formam brechas com um empilhamento de massa de areia inconsolidada, quebrada, rolada, e deslizada. Tais estruturas de deformação são numerosas ao redor das bordas de dunas já existentes, as quais têm evoluído para dunas de retenção. Um único grupo de estratos, que forma as lâminas dorsais no lado de barlavento, consiste de lâminas frontais no lado sotavento. A deformação é mais freqüente a sotavento, de onde as camadas curvam-se abruptamente para baixo. As contorções tendem a ser menos proeminentes nas partes mais baixas de sotavento (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

O arco formado por lâminas dorsais conectadas, estratos de lâminas frontais e estruturas deformacionais associadas, parecem ser características distintivas de dunas costeiras. Estes

provavelmente são preservados porque as dunas não podem migrar facilmente contra a linha de vegetação; as partes superiores de estratos de lâminas frontais, bem como estratos de lâminas dorsais correspondentes, comumente permanecem. Na maior parte de outros tipos de dunas, entretanto, as lâminas dorsais são removidas pela erosão, e a freqüência de estruturas deformadas parece decrescer, face de escorregamento abaixo. O alto ângulo de repouso (acima de  $42^\circ$ ), a sotavento das dunas, é a principal causa da grande instabilidade dos sedimentos ali acumulados. Estes são freqüentemente submetidos a escorregamentos, que causam a quebra das estruturas (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

Estruturas deformacionais podem ocorrer em outras partes das dunas mas são menos impressionantes que aquelas nos estratos da parte superior da face de escorregamento. Elas ocorrem em estratos com mergulho suave e podem ser diferentes na origem. Embora tenham alguma semelhança com a laminação convoluta, elas contêm muitas feições de estrutura de avalanches, incluindo falhas. Caracteristicamente, consistem de amarrotamento ou intrincado dobramento de estratos entre unidades não deformadas. A deformação parece ter sido produzida antes da cobertura das camadas ser depositada. O contato superior das camadas deformadas e normais é abrupto e reveste estratos não deformados, diretamente sobre camadas perturbadas, sem evidências de compressão do sedimento fofo contemporâneo (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

#### 8.2.7.1.7 - Descrição de estruturas deformacionais

Avalanches sobre a face de escorregamento de uma duna, ocorrem em uma série de movimentos descontínuos, com miniaturas de deslizamentos formando-se a sotavento, cada vez que o equilíbrio da inclinação mais íngreme é perturbado além de um valor crítico (McKee, 1945). Deslizamentos de areia resultam principalmente de sobrecarga nos sedimentos marginais de uma duna. Porém, podem também resultar de solapamento da base de sotavento, ou de um peso extra-acidental (tal como um animal movendo-se ao longo da crista da duna). Feições de desmoronamento, vistas em plano, demonstram que os limites da massa desmoronada são marcados por uma série de linhas, variáveis e irregulares (marcas de desmoronamento), grosseiramente paralelas à direção da inclinação (McKee, 1945).

Experimentos em marcas de desmoronamento em areia seca demonstram uma variedade de formas e detalhes (McKee, 1945). Formas compostas por linhas quase paralelas comumente se desenvolvem de uma série de avalanches superimpostas parcialmente. Quando a areia é umedecida por névoa ou orvalho, há uma crosta de espessura variável, conforme a penetração da umidade. Deslizamentos causam a quebra desta crosta em pedaços irregulares e retorcidos de areia e fragmentos de crosta. Resultados similares podem ser obtidos após a areia ter secado (McKee, 1945). Quando a duna está completamente molhada, uma série de miniaturas de degraus se desenvolvem por avalanches (Bigarella, 1972).

Películas de areia de estruturas deformacionais de dunas de retenção de Porto Novo (Bigarella, Becker & Duarte, 1969), foram tomadas em cortes verticais, paralelos e normais aos

ventos dominantes e de um plano horizontal. A complexidade do padrão de estruturas formado pelas avalanches de sotavento é aparente. As películas paralelas à direção média do vento demonstraram várias dobras e falhas. Em algumas seções, as dobras têm eixo plano quase vertical como em acamamentos convolutos; em outras, dobras recumbentes estão presentes. As películas de areia normais aos ventos dominantes mostraram, principalmente, camadas onduladas e "corte e preenchimento", tipos de estrutura que indicam margens de uma avalanche de areia. Essas películas representam um plano quase horizontal demonstrando complicado padrão de estruturas de face de escorregamento. Extensivos dobramentos estão presentes em muitas amostras e falhas são evidentes em outras (Bigarella, 1972).

#### **8.2.7.1.8 - Estruturas deformacionais de cordão praiial-dunar**

Os sedimentos praiial-superior e praiial-dunar contêm estratificações muito irregulares associadas com depósitos bem acamadados. As irregularidades resultam, principalmente, de areias sopradas pelo vento, depositadas sobre uma superfície irregular. Camadas contorcidas são muito comuns nesses depósitos, porém, são de difícil compreensão (Bigarella, 1972).

#### **8.2.7.1.9 - Interpretação do acamamento contorcido**

Apesar da ausência de uma simetria, estruturas de desmoronamento podem ser usadas para determinar a direção do deslizamento. Uma orientação preferencial no eixo do dobramento e corrugação, resultam de deslizamentos em rampa de ângulos grosseiramente retos (Jones, 1939; Murphy & Schlanger, 1962). Portanto, os ventos predominantes podem ser inferidos da atitude das estruturas da face de escorregamento (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

O superescarpamento do perfil é, provavelmente, a mais importante causa do acamamento contorcido. A deformação é comumente contemporânea e parece ser desenvolvida sob condições secas e úmidas. Na face de barlavento de uma duna tem areia rigorosamente adensada, enquanto na face de deslizamento a sotavento, a areia é fofa e instável, como uma areia movediça (Bagnold, 1954). Em tais depósitos de sotavento, uma redução do volume de 7% pode ser esperada acompanhando distúrbios de depósitos de face de deslizamento de dunas (Peacock, 1966).

As avalanches são uma das principais causas da deformação; alguns desmoronamentos claramente não se originaram sob condições de areia seca, mas foram produto da areia umedecida pela chuva. Uma crosta de espessura variável pode ser formada pela penetração de umidade. Subseqüentes deslizamentos levam esta crosta a quebrar, seguindo o movimento da areia, podendo resultar em dobramento ou falhamento de um grupo particular de estratos (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.2 - Mudanças pós-deposicionais na morfologia e textura de dunas

Após a deposição, as areias eólicas são submetidas a uma série de mudanças, que podem preservar ou destruir a morfologia, bem como modificar a estrutura e textura características das dunas.

Nas dunas costeiras do Brasil, nos últimos três períodos de grande desenvolvimento de duna, podem ser reconhecidos depósitos do Pleistoceno, pela posição estratigráfica e pelas diferenças na cor das areias. Entre as dunas estabilizadas, cobertas com grama, arbustos ou floresta, tanto no nordeste como no sul do Brasil, ocorrem diferentes colorações por estágio de oxidação. Isto, embora a estrutura interna possa não ser preservada por um longo tempo, e, tanto o tamanho de grão quanto a composição mineralógica sejam comumente modificados (Bigarella, 1972).

A estrutura interna é perdida, provavelmente, por causa da forte concentração de chuvas associadas com mudanças no clima. Mudanças texturais e mineralógicas são resultantes do intemperismo. A degradação química de minerais menos estáveis por soluções intra-estratais, possivelmente, está refletida no parâmetro tamanho de grão, como demonstrado para o Arenito Botucatu, do Brasil (Bigarella, 1972).

Dunas antigas geralmente são marrom-avermelhadas, enquanto as mais recentes são amarelo-amarronzadas. Três estágios de oxidação são reconhecidos nas dunas e barreiras de areia da costa do Golfo do México (Price, 1962). As mudanças de cor correspondem aproximadamente àquelas observadas no Brasil. A cor marrom-avermelhada das dunas Algodones, na Califórnia, é produzida por uma crosta de óxido de ferro sobre 25 a 60% dos grãos e parece ser uma medida da idade das dunas (Norris & Norris, 1961). Ocorrem diversas idades de dunas próximo a Grants, Novo México, nas quais as mais antigas são mais escuras (Bryan & McCann, 1943), e próximo a Santa Maria, sobre a costa do sul da Califórnia e na Ilha de San Nicolas, distante da costa do sul da Califórnia (Norris & Norris, 1961).

#### 8.2.8 - Padrão de vento deduzido da morfologia das dunas e estrutura interna

As dunas mostram a direção dos ventos que a construíram e podem permitir a interpretação do clima sob o qual a paisagem foi formada (Smith, 1949).

Os chifres das barcanas simétricas apontam para sotavento, e um eixo de simetria, bipartindo a crescente, aproxima-se do azimute do vento. O eixo da duna longitudinal e uma perpendicular à linha de crista da duna transversa são paralelos ao fluxo de ar. O nariz das dunas parabólicas apontam para sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

A forma das dunas dômicas e circulares não demonstra a direção do vento. Internamente, camadas mergulhando suavemente apontam para barlavento, e as camadas que mergulham ingrememente

apontam para sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Nas dunas fitogênicas, a declividade externa suave é a face de barlavento, e a face de escorregamento íngreme é o sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Nas dunas migrantes, as lâminas dorsais são destruídas e o material é depositado sob a forma de lâminas frontais. Em depósitos conservados, a orientação de lâminas frontais permite deduzir a orientação dos ventos que as produziram. No caso de ventos variáveis, variam também a direção das lâminas frontais (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972).

A morfologia e a estrutura interna das dunas, são também importantes para determinar se os ventos que a formaram representam ventos dominantes ou meramente ventos de tempestades, causados pela passagem de ciclones. A direção dos ventos interpretada das dunas, pode ou não corresponder aos mais persistentes ventos dominantes. Ventos de tempestade excepcional podem ser muito mais efetivos no transporte de areia do que ventos moderados de longa duração (Bigarella, 1972).

Sobre bases de predominância de grãos relativamente pequenos e uniformidade de tamanho de partículas, as dunas do centro europeu são consideradas por Poser (citado por Wright, Jr., 1961) como formadas por ventos relativamente constantes. A presença de lâminas de grãos grosseiros em alguns dos diferentes grupos de grãos finos indica que ventos fortes sopraram periodicamente e levaram areia grosseira para dentro do campo. Ele acredita, ainda, que dunas do nordeste da Alemanha e Polônia foram depositadas por ventos inconstantes associados, não à passagem de depressões ciclônicas, mas a um sistema de ventos ao redor de um anticiclone (Bigarella, 1972).

Atualmente, os ventos formadores de dunas na Europa têm a mesma direção média dos ventos dominantes, deduzida das dunas do pós-glacial, i.e., ventos sudoeste na Bélgica, oeste no leste da Alemanha, noroeste na Polônia e norte na Hungria (Poser, citado por Wright, Jr., 1961). Este padrão está de acordo com aquele do mapa climático, que mostra uma área de alta pressão sobre a Europa como uma extensão para leste, do alto Açores (Bigarella, 1972).

Com o fim de testar a validade das direções dos paleoventos, determinada com base na estrutura interna, uma extensa área das dunas costeiras da América do Sul, da foz do Rio Amazonas ao Estuário de La Plata, foi examinada. O vetor resultante, obtido de medições da estratificação cruzada, foi comparado com o atual diagrama da rosa dos ventos e com o padrão de ventos dominantes. Essas investigações foram baseadas na hipótese geral de que os estratos de sotavento são depositados pelos ventos dominantes, que são relacionados aos principais cinturões de ventos e a posição do pólo geográfico (Bigarella, 1972).

### 8.2.8.1 - Cinturões de ventos

Os ventos alísios sopram para o equador, a partir de regiões de alta pressão, situadas em latitudes de cerca de 30°. Eles são defletidos pela força Coriolis, a qual atribui uma componente para oeste. O regime de vento resultante está presente sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, na África, norte do Sahara e no sul do Oceano Indico (Irving, 1964). Nas latitudes médias, os anticiclones que geram os alísios caracterizam-se pelos ventos de oeste. A latitude que marca o limite médio entre esses ventos de oeste e os ventos alísios é chamada "latitude wheel-round" (Bigarella, 1972).

No Sahara e outros desertos de ventos alísios do mundo, a latitude crítica "wheel round" é marcada por uma distinta mudança de direção no alinhamento e no movimento das dunas. No hemisfério setentrional, ao norte desta latitude crítica, as dunas orientam-se de noroeste para sudeste. Nas proximidades da latitude crítica, as dunas tornam-se alinhadas a norte-sul. Para latitudes mais baixas, as mesmas, posicionam-se a nordeste-sudoeste (Opdyke, 1958). No hemisfério sul, a "wheel-round" é estabelecida em uma direção oposta, i.e., sudoeste-nordeste, sul-norte, e sudeste-noroeste ao se aproximar do equador (Bigarella, 1972).

No atual campo de dunas do norte da África, a latitude "wheel-round" é cerca de 25° N, enquanto no campo de dunas do Pleistoceno, esta latitude foi localizada ao sul a cerca de 15° N (Fairbridge, 1964). Isto indica uma mudança climática de mais de 1.000 Km. O limite sul atual de areias livres é no deserto da Líbia, e está por volta de 15° N, enquanto durante o período Pleistoceno (glacial) era cerca de 5° N na bacia hidrográfica do Nilo-Congo. Uma situação comparável ocorre no sul da África, referente às dunas do Pleistoceno Kalahari e Recente em relação ao equador (Fairbridge, 1964).

### 8.2.8.2 - Paleoventos

Embora a estrutura interna de uma duna difira de acordo com seu tipo, na grande maioria delas, podem ser obtidas determinações válidas das direções de paleoventos. Arenitos eólicos têm recebido recentemente considerável atenção na conexão com estudos de padrões de ventos antigos. Um número de formações consideradas como originadas de antigas dunas são espessas e amplamente difundidas (Bigarella, 1972). Estas têm sido analisadas na determinação da direção de paleoventos, nas interpretações paleogeográficas e paleoclimáticas, e na verificação da tendência direcional, baseada em determinações paleomagnéticas (Opdyke & Runcorn, 1960; Creer, 1958; Poole, 1962; Bigarella & Salamuni, 1961).

Bigarella (1972) refere que na interpretação das direções dos mergulhos da estratificação cruzada eólica, a hipótese levantada é a de que a circulação geral planetária da atmosfera da Terra no passado consistiu de: (1) zonas de ventos alísios de baixa latitude; (2) zonas de ventos alísios de média latitude; e (3) zonas de calma polar. Este padrão de vento foi aplicado aos Hemisférios norte e sul e deve ter sido simétrico ao redor do eixo de rotação. A extensão na latitude do cinturão de ventos

alísios deve ter sido diferente no passado por causa de: (1) diferentes gradientes de temperatura entre o equador e regiões polares, e (2) mudanças na velocidade angular da Terra durante o período geológico. Mudanças locais ou regionais neste padrão de circulação idealizado, portanto, devem ter sido produzidas pelo relevo de continentes e por mudanças diárias e sazonais (Bigarella & Salamuni, 1961).

Dependendo da topografia, os ventos alísios atuais sopram mais ou menos constantemente entre latitudes de cerca de 20° N e 20° S, exceto no cinturão das Monções da Índia. Os ventos alísios são muito constantes sobre os oceanos, porém de menor consistência e uniformidade sobre os continentes (Opdyke & Runcorn, 1960).

Desertos modernos, de baixa latitude, demonstram variações sazonais no padrão de ventos alísios, em virtude das alterações na distribuição da temperatura e da pressão atmosférica dos continentes e oceanos. Áreas de paleodesertos devem ter sido sujeitas a esses mesmos desvios do padrão geral dos ventos alísios. Em certos aspectos, o paleodeserto Botucatu, Brasil, os desertos do Paleozóico inferior e do Mesozóico superior do Planalto do Colorado, USA, e o deserto Permiano da Inglaterra são similares aos desertos de ventos alísios modernos, do qual o Sahara é um exemplo. Direções de paleoventos determinadas para os arenitos eólicos do Permo-Pensilvaniano atravessam mais que 1.000 milhas no oeste dos Estados Unidos, e aqueles do paleodeserto do Botucatu do Brasil, mais que 2.500 km de extensão. Essas direções são muito constantes sobre extensas áreas e as poucas variações menores, provavelmente resultam de feições geográficas locais (Bigarella, 1972). Um padrão de paleoventos tão constante sobre extensas áreas "é mais facilmente explicado como resultado de causas planetárias" (Opdyke & Runcorn, 1960).

#### 8.2.8.3 - Análise da orientação de dunas e estratificação cruzada no sul do Brasil

Medições de estratificação cruzada feitas nas dunas costeiras da Ilha de Santa Catarina, sobre o plano costeiro sul do Estado de Santa Catarina, e ao longo da costa do Rio Grande do Sul, indica a dominância, nessas áreas, de ventos de nordeste a leste ("return" trade-winds). Em SC, os meses mais secos estão entre junho a agosto, enquanto no Rio Grande do Sul estão entre novembro e maio (Bigarella, 1972).

Na Ilha de SC, foram medidas as atitudes de estratos cruzados de quatro localidades (Praia dos Ingleses, Praia do Santinho, Lagoa e Praia do Pântano do Sul). Os resultados não estão de acordo com o padrão geral de circulação. Nas primeiras duas localidades, o movimento principal da areia é para NNW porque o campo de duna está protegido dos ventos dominantes pelo relevo local. Nas Praias dos Ingleses e Santinho, ventos do sul fortes e ocasionais são responsáveis pelo movimento e estruturas de dunas (relação de consistência: 0,72 e 0,83) (Bigarella, 1972).

Na Lagoa da Conceição e Praia do Pântano do Sul, os campos de dunas são também fortemente afetados pelo relevo local.

Na Lagoa o vetor resultante indica ventos soprando de leste-nordeste (quadrante dos ventos dominantes), mas a relação de consistência é muito baixa (0,12) e a rosa-diagrama demonstra todos os mergulhos ao redor do quadrante. Contudo, a morfologia da duna indica que os ventos predominantes de nordeste são defletidos pela topografia, mudando para ventos de norte. Esta situação favorece o desenvolvimento de um ambiente de dunas reversas (Bigarella, 1972).

Na Praia do Pântano do Sul, as medidas de estratificação cruzada demonstram uma relação de consistência muito baixa (0,12). O vetor resultante não está de acordo com o padrão de vento. Aqui, também, a morfologia de duna indica a ação de ventos do sul fortes e ocasionais (Bigarella, 1972).

A influência da topografia é claramente indicada nas estratificações cruzadas medidas na localidade de Torres (sul), protegida dos ventos dominantes pelos morros. O vetor resultante indica ventos do sul fortes e ocasionais. Em Torres (norte) e Passo de Torres, quase ao norte e próximo a localidade de Torres (sul), contudo, o relevo não protege o campo de dunas dos ventos dominantes e nessas localidades o vetor resultante coincide com a direção destes (Bigarella, 1972).

As localidades da Ilha de SC e de Torres (sul) documentam a influência do relevo local sobre o padrão de estratificação cruzada. Vinte e três outras localidades ao longo da costa sul de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, confirmam a validade dos princípios de medidas de estratificação cruzada usados para a determinação da direção dos ventos dominantes. Rosas-diagramas demonstram a não influência de ventos do sul, fortes e ocasionais, para estruturas de dunas em campos protegidos dos ventos dominantes pela topografia. Esses dados fornecem excelente evidência da importância de ventos dominantes em acumulações de areia e efêmera natureza de ventos fortes de curto período (Bigarella, 1972).

Na Praia da Pinheira, na Planície do Campo de Araçatuba, Bigarella (1972) realizou 70 medidas de estratificação cruzada. A resultante das medições indicou uma direção média de mergulho (S 52° W) dos ventos (procedentes de NE) responsáveis pelo transporte das areias e pela orientação das dunas parabólicas. O vetor resultante (S 52° W) está de acordo com o padrão de vento (NE), sendo a relação de consistência (0,59) boa. O mergulho máximo dos estratos é de 33° e o médio é de 18,7°.

### 8.3 - Fluvial

"As correntes fluviais, representam possivelmente um dos mais importantes agentes geológicos, que desempenham papel de grande relevância não só na escultura do modelado da superfície terrestre, como também no condicionamento ambiental da própria vida do Homem".

(Suguio e Bigarella)

#### Preâmbulo

A caracterização dos processos e ambientes de sedimentação fluvial foi baseada no livro "Ambiente Fluvial" de Suguio & Bigarella (1979), um dos mais completos trabalhos feito no Brasil, sobre o assunto em questão. Buscou-se no tratamento deste assunto, subsídio para o reconhecimento do ambiente fluvial da área estudada.

#### 8.3.1 - Hidrologia

##### 8.3.1.1 - O rio

O rio constitui um corpo de água corrente confinada num canal. Os rios, como canais de escoamento, são parte integrante do ciclo hidrológico, sendo alimentados pelas águas superficiais e subterrâneas. O escoamento fluvial compreende a quantidade total de água que alcança os cursos de águas, incluindo o escoamento pluvial, que é imediato, e a parcela de águas precipitadas que só posteriormente, e de modo lento, vai se juntar a eles através da infiltração. Dessa maneira, da precipitação total, só a quantidade de água movimentada pela evapotranspiração é que não chega a participar do escoamento fluvial.

Considerando o fornecimento de água os rios podem ser efêmeros, intermitentes ou perenes.

Rios efêmeros são aqueles que não são alimentados pelo lençol subterrâneo e que contém água somente durante e após as chuvas, permanecendo secos a maior parte do ano.

Rios intermitentes contém água em certa época do ano e apresentam-se secos noutras. Estes recebem água do lençol freático, quando o mesmo encontra-se suficientemente alto.

Rios perenes sempre apresentam água no seu canal, sendo alimentados por um fluxo mais ou menos estável do lençol subterrâneo.

### 8.3.2.2 - Classificação genética dos rios

Davis (1954), considerando a disposição dos cursos d'água em relação à atitude das camadas geológicas (fig. 8.5), propôs uma classificação, usando os seguintes termos: antecedentes, superimpostos, conseqüentes, subseqüentes, obseqüentes, resseqüentes e inseqüentes. As bases para tal classificação foram introduzidas por Powel (1875).

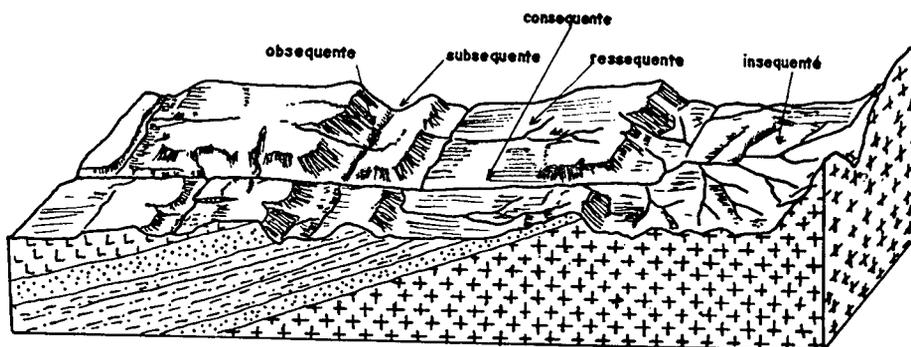


Fig. 8.5 - Classificação genética dos rios, conforme sua relação com as estruturas geológicas (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

Os rios antecedentes ou superimpostos são aqueles que cortam o terreno penetrando nas estruturas dobradas ou nas áreas cristalinas. O que difere os dois tipos é a ocasião em que se verificou o aprofundamento do curso. O rio **antecedente** é aquele que contrabalanceou os efeitos dos levantamentos tectônicos, entalhando seu curso concomitantemente àquele episódio. O rio **superimposto** por sua vez, produziu a incisão após o dobramento regional (Suguio & Bigarella, 1979).

Todo sistema de drenagem estabelecido sobre camadas sedimentares de velhas superfícies de erosão, que cortam as estruturas antigas, segue obrigatoriamente a declividade geral do terreno. Com o aprofundamento dos cursos, as rochas do embasamento também são cortadas. A partir daí, os rios já possuem cursos definidos, independentes da natureza e estrutura das rochas subjacentes. Com o tempo, a cobertura sedimentar poderá ser removida completamente ficando os vales profundamente embutidos no embasamento antigo (Suguio & Bigarella, 1979).

Os rios **conseqüentes** são aqueles cujo curso foi determinado pela declividade do terreno, geralmente coincidindo grosso modo com a direção da inclinação principal das camadas. São rios de cursos retilíneos e paralelos fluindo em direção às baixadas.

Os rios **subseqüentes** são rios cuja direção do fluxo é controlada pela estrutura rochosa, seguindo zonas de fraqueza, tais como falhas, diaclasamento, rochas menos resistentes, etc. Nas áreas sedimentares, correm perpendiculares ao mergulho das camadas.

Os rios **obseqüentes** correm em sentido inverso ao mergulho das camadas geológicas, ou seja, em sentido oposto ao daqueles conseqüentes. Geralmente descem de escarpas para encontrar,

no final, rios subseqüentes.

Os rios resseqüentes fluem no mesmo sentido dos rios conseqüentes. Nascem em nível topográfico mais baixo, possuem curso menor e desaguam num rio subseqüente tributário do rio conseqüente principal.

Os rios inseqüentes não apresentam qualquer controle geológico visível na disposição espacial da drenagem, desenvolvendo-se sobre rochas homogêneas, representadas tanto por sedimentos horizontais como por rochas ígneas.

A classificação genética tem sido substituída por outra que considera o controle estrutural na evolução dos rios. Os principais tipos são os homoclinais e os anticlinais (Christofolletti, 1981).

Os homoclinais que acompanham, no flanco da dobra ou nas estruturas monoclinais, as camadas de rochas frágeis. Geralmente correspondem aos subseqüente da classificação genética.

Os anticlinais seguem os eixos dos anticlinais entalhados, enquanto os sinclinais coincidem com os eixos dos sinclinais. Os de falha acompanham as depressões estabelecidas como conseqüência direta do falhamento, porém os de linha de falha resultam da erosão que seguem aquelas. Cursos ou trechos deles podem estar controlados pelo sistema de diáclases representando os de diáclases.

### 8.3.2.3 - Classificação geométrica dos padrões de drenagem

Considerando-se apenas o critério geométrico da disposição espacial dos rios e seus afluentes, independentemente da origem, tem-se como padrões de drenagem fundamentais os seguintes: dendrítico ou arborescente, em treliça, retangular, paralelo, radial, anelar e irregular.

A drenagem dendrítica ou arborescente apresenta configuração semelhante à de uma árvore, representando o curso principal o tronco, e os tributários os ramos. Os rios são inseqüentes. Tal padrão desenvolve-se tipicamente sobre rochas de resistência uniforme ou naquelas estratificadas horizontais (fig. 8.6).

O padrão retangular dendrítico, ou seja, presença de confluências em ângulos retos, constitui uma anomalia

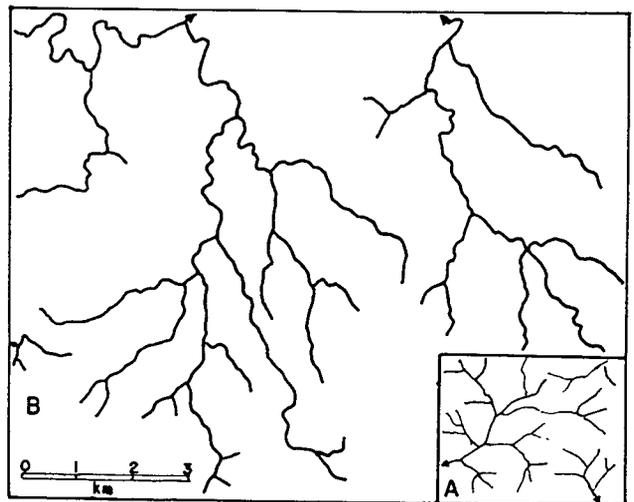


Fig. 8.6 - A - Padrão de drenagem dendrítica. B - Drenagem dendrítica na região de Campo Largo, PR. (Suglio & Bigarella, 1979).

atribuível aos fenômenos tectônicos. Este estabelece-se sobre rochas de comportamento homogêneo, cortadas por fraturas relativamente espaçadas (fig. 8.7).

A **drenagem pinada** (Ricci & Petri, 1965) constitui uma modificação da dendrítica propriamente dita (fig. 8.8). Apesar do conjunto apresentar forma dendrítica, os rios não são inseqüentes. Os rios principais são seqüentes e controlados pelo declive regional.

A **drenagem em treliça** é composta por rios principais seqüentes que correm paralelamente e recebem rios subseqüentes, que fluem transversalmente aos primeiros. Os afluentes dos rios subseqüentes são obseqüentes e resseqüentes. O controle estrutural sobre esse padrão é bastante acentuado devido à desigual resistência das camadas inclinadas, aflorando em faixas estreitas e paralelas. Esse padrão é encontrado em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas falhadas e nas cristas de anticlinais (fig. 8.9).

A conformação da **drenagem retangular** representa uma variedade da drenagem em treliça. Este padrão é caracterizado pelo aspecto ortogonal em virtude das bruscas mudanças em ângulo reto nos cursos fluviais, conseqüência da influência exercida por falhas ou pelo sistema de diaclasamento (fig. 8.10).

Na **drenagem paralela** os cursos fluem quase paralelamente uns aos outros, em extensão considerável do terreno. Recebem também a denominação de padrão em "rabo de cavalo", devido à sua disposição. Encontra-se em áreas onde há presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existem controles estruturais (fig. 8.11).

A **drenagem radial** apresenta a configuração de uma roda, cujas correntes fluviais representam os raios em relação a um ponto central. No tipo **centrífuga** (fig. 8.12) os rios divergem a partir de um centro mais elevado, o que

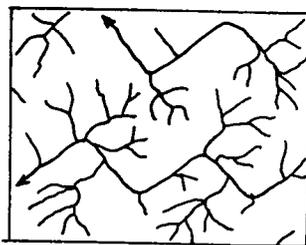


Fig. 8.7 - Padrão retangular dendrítico.

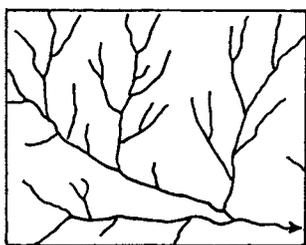


Fig. 8.8 - Padrão de drenagem pinada.

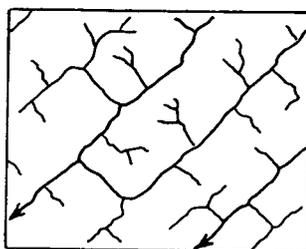


Fig. 8.9 - Padrão de drenagem em treliça.

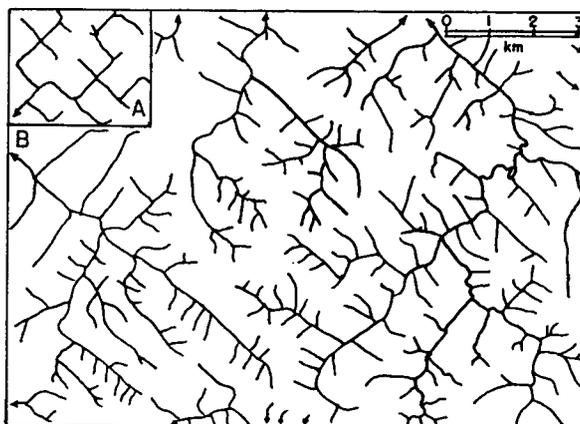


Fig. 8.10 - A - Padrão de drenagem retangular caracterizado por muitos cotovelos em ângulo reto. B - Área com drenagem retangular em Rio Branco do Sul, PR (Suglio & Bigarella, 1979).

ocorre em áreas de domos, cones vulcânicos, morros isolados, etc. No tipo **centrípeto** os rios convergem para um ponto central, mais baixo. Este tipo de drenagem ocorre nas crateras vulcânicas, depressões topográficas, etc. (fig. 8.13).

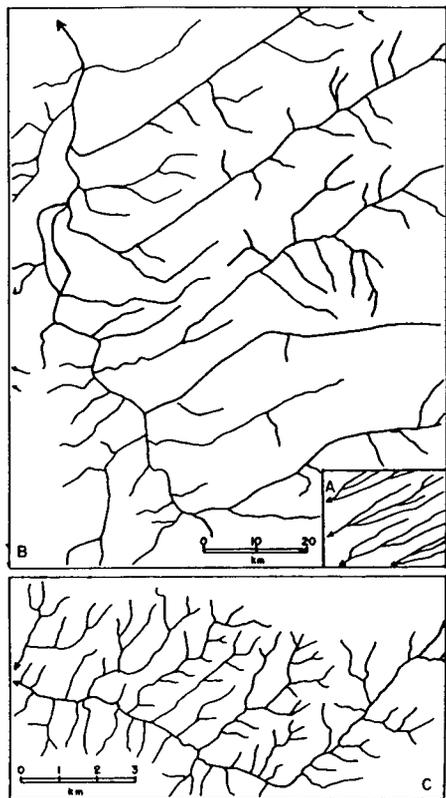


Fig. 8.11 - A - Padrão de drenagem paralela; B - Drenagem paralela a semi-paralela, Rio São Francisco, MG; C - Drenagem paralela a sub-paralela, Rio Mato Preto, Minas, PR (Suguió & Bigarella, 1979).

O padrão de **drenagem anelar** assemelha-se a anéis concêntricos. Esse tipo de drenagem é típico de áreas dômicas profundamente entalhadas em estruturas formadas por camadas moles e duras (fig. 8.14).

A **drenagem irregular** é encontrada em áreas de levantamento ou sedimentação recente, nas quais a drenagem ainda não conseguiu se organizar.

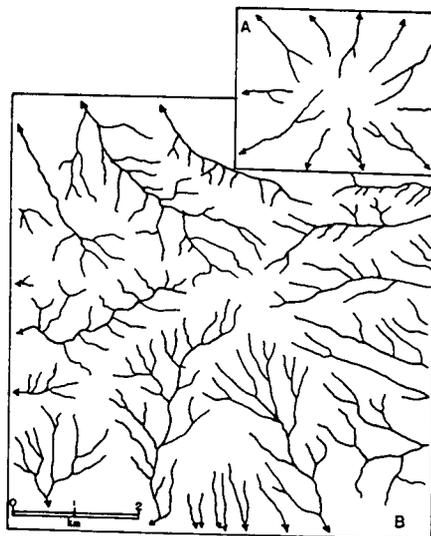


Fig. 8.12 - A - Padrão radial centrífugo; B - Padrão radial encontrado na Folha Rio Pardinho, PR, próximo à divisa com o Estado de São Paulo (Suguió & Bigarella, 1979).

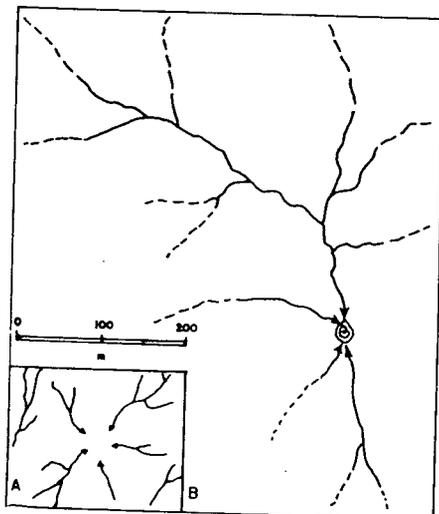


Fig. 8.13 - A - Padrão radial centrípeto; B - Drenagem radial centrífuga, numa grande colina das imediações de Rio Branco do Sul, em Tacanica, PR (Suguió & Bigarella, 1979).

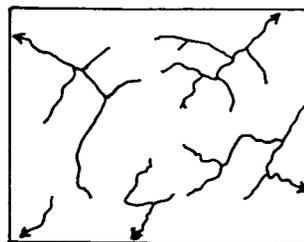


Fig. 8.14 - Padrão de drenagem anelar (Suguió & Bigarella, 1979).

#### 8.3.2.4 - Classificação segundo o padrão de escoamento

Utilizando-se este critério podem ser reconhecidos os seguintes tipos de bacias de drenagem: exorreica, endorreica, arreica e criptorreica.

Nas bacias **exorreicas** o escoamento se faz em direção ao mar. Nas **endorreicas** o escoamento é interno, fluindo as águas para uma depressão (playa ou lago) ou então dissipando-se nas areias do deserto.

Nas bacias de drenagem **arreicas** não há nenhuma estruturação em bacias hidrográficas, como nas áreas desérticas onde a precipitação é insignificante. As criptorreicas são bacias subterrâneas que ocorrem nas áreas cárnicas. As águas destas bacias podem surgir em fontes ou reintegrar-se a drenagem superficial.

#### 8.3.2.5 - Leis da organização de uma rede de drenagem

Horton (1945) procurou estabelecer as leis do desenvolvimento dos rios e de suas bacias. Seus estudos contribuíram no sentido de uma abordagem quantitativa das bacias de drenagem. Essa forma de abordagem foi ampliada através de estudos de Strahler e seus colaboradores da Universidade de Colúmbia.

Os índices e parâmetros sugeridos para o estudo analítico foram desenvolvidos em quatro itens: hierarquia fluvial, análise areal, análise linear e análise hipsométrica. Para maiores detalhes vide: Christolletti, 1980:106-127.

#### 8.3.2.6 - Padrões de canais

A geometria de um sistema fluvial é decorrente de um estado de quase equilíbrio entre vários fatores inter-relacionados. Alguns desses fatores atuam independentemente dentro do canal, outros são dependentes.

Entre os fatores independentes estão a descarga, carga sedimentar e diâmetro dos sedimentos transportados que são controlados pela litologia e estrutura do substrato, relevo e clima (Bigarella & Mousinho, 1965b).

O declive do canal é um fator dependente, comumente ajustado aos processos atuantes dentro do mesmo. São também fatores básicos dependentes a largura e a profundidade do canal, velocidade do fluxo e rugosidade do leito.

A inter-relação dos vários fatores referidos estabelece a **geometria hidráulica do canal**.

Os rios podem apresentar várias formas, adquiridas pelo ajustamento do canal à seção transversal. Estas são, aparentemente, controladas pela carga sedimentar transportada e pelas suas características. A configuração de um canal, em planta, é geralmente descrita como: **retilínea, anastomosada ou meandrante** (figs.

8.15, 8.16, 8.17) (Leopold & Wolman, 1957; Allen, 1965).

Na paisagem, todas as três formas podem ocorrer associadas em uma bacia de drenagem. Podem ocorrer ainda, variações temporais na evolução de um sistema fluvial. De acordo com Russel (1954) um canal pode ser meandrante durante os estágios de cheias e anastomosados em períodos de seca.

De acordo com estudos realizados por Leopold & Wolman (1957) o fator básico na determinação do canal é a relação entre declive e vazão. Essa relação é definida pela expressão:

$$S = 0,06 \times Q$$

a qual indica que para um certo declive (S) existe determinada descarga (Q), além da qual o canal em forma de meandro pode mudar para anastomosado.

Estudos realizados por Bigarella, Mousinho & Silva (1965a) e Bigarella & Mousinho (1965b), demonstram que durante o Quaternário as redes fluviais brasileiras sofreram profundas mudanças cíclicas em seus padrões de drenagem. Em consequência, nas bacias hidrográficas alternaram-se periodicamente padrões de drenagem representados, respectivamente, por canais anastomosados e meandrantes.

Os canais retilíneos são menos frequentes que os demais padrões. Sua sinuosidade é insignificante em relação à sua largura. Contudo, seu talvegue é geralmente sinuoso em virtude do desenvolvimento de barras laterais dispostas alternadamente em cada margem.

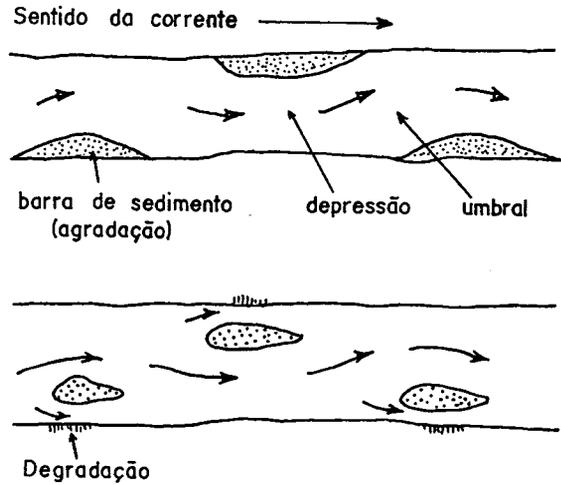


Fig. 8.15 - Padrão de canal retilíneo, assinalando a posição das barras e os locais de agradção e degradação (Suguo & Bigarella, 1979).

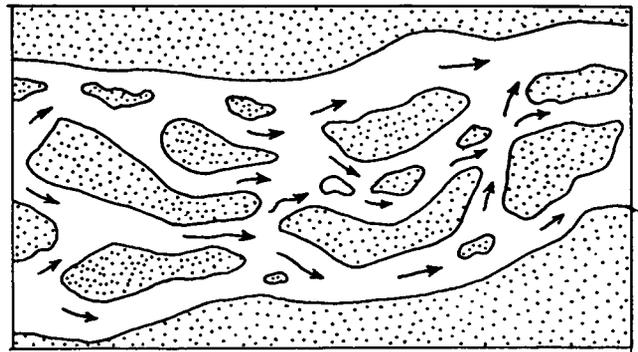


Fig. 8.16 - Representação esquemática de um canal anastomosado, com barras e ilhas (Suguo & Bigarella, 1979).

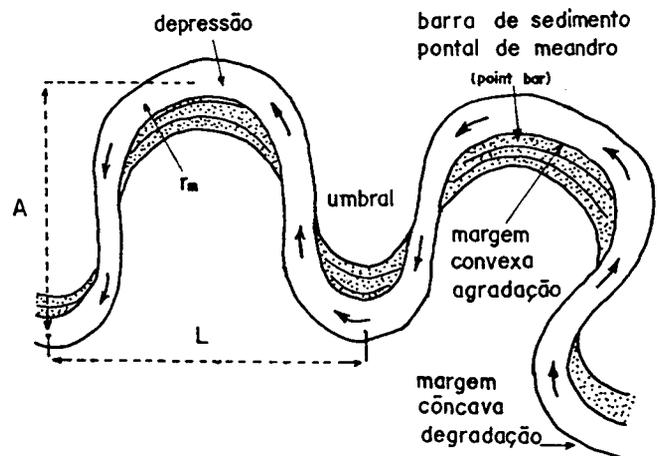


Fig. 8.17 - Padrão de canal meandrante. L = comprimento do meandro; A - Amplitude;  $r_m$  = raio médio da curvatura do meandro (Suguo & Bigarella, 1979).

O fluxo e o modelo deposicional dos canais retilíneos caracterizam-se por baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga suspensa e declividade acentuadamente baixa. Ao longo das margens mais profundas ocorre a erosão, enquanto nas barras, a deposição dos sedimentos. Tal padrão é bem desenvolvido em planícies deltaicas de deltas construtivos.

Os rios de canais anastomosados caracterizam-se pela ramificação de seus canais que se reencontram adiante, separando ilhas assimétricas de barras arenosas. Durante os períodos de seca estas barras de sedimentos são responsáveis pela múltipla divisão do canal fluvial. Nos períodos de enchentes, as mesmas podem ficar submersas.

As barras arenosas, após formadas, podem ser estabilizadas pela deposição de sedimentos mais finos, após um período de enchentes. A cobertura vegetal, em etapa posterior, dificulta a erosão, favorecendo a deposição de mais sedimentos finos (Suguio & Bigarella, 1979).

Os rios anastomosados apresentam canais largos, rápido transporte de sedimentos e contínuas migrações laterais. Os deslocamentos laterais dos canais estão relacionados às flutuações na vazão líquida (descarga) dos rios. De acordo com Doeglas (1962) as condições climáticas, a natureza do substrato, a cobertura vegetal e o gradiente são os fatores que, coexistindo ou não, podem determinar as variações do fluxo fluvial, favorecendo, conseqüentemente, o estabelecimento do padrão anastomosado.

São favoráveis à formação de canais anastomosados os climas áridos e semi-áridos com precipitações violentas e longos períodos de estiagem, bem como os climas frios com pesadas nevas e degelo rápido.

Solos impermeáveis que dificultam a infiltração e o suprimento de água no subsolo, favorecem o estabelecimento de canais anastomosados por propiciarem um escoamento rápido na superfície.

Uma cobertura vegetal pouco desenvolvida também favorece um forte escoamento superficial com denudação rápida do terreno e fornecimento de considerável carga detrítica para os sistemas fluviais.

O gradiente torna-se significativo para o estabelecimento de canais anastomosados quando a declividade é muito forte. Isso ocorre em zonas de piemontes ou em regiões próximas a escarpas de falhas.

São também características dos rios anastomosados o grande volume de carga de fundo e gradiente relativamente alto. Estes cursos desenvolvem-se, geralmente, associados a leques aluviais, leques deltaicos, ambientes semi-áridos e planícies de lavagem de depósitos glaciais. As seções transversais dos vales anastomosados mostram canais rasos e grosseiramente simétricos, ao passo que o perfil longitudinal ao longo do canal principal apresenta cavidades relativamente profundas e protuberâncias irregulares (Suguio & Bigarella, 1979).

Os canais meandantes são aqueles que se apresentam sinuosos. A denominação foi dada a partir do rio Meandro na Asia Menor, que possui esta forma. No ponto de máxima inflexão, seções transversais mostram um canal assimétrico, bastante profundo e abrupto na margem côncava, ascendendo suavemente na margem convexa. Em trechos retilíneos entre dois meandros contíguos, os canais são aproximadamente simétricos.

O padrão meandrante é encontrado em rios com gradiente moderadamente baixo. Nestes rios a carga de suspensão é mais ou menos equivalente à de fundo. Os rios meandantes possuem um único canal, com fluxo contínuo e regular, que transborda no período de chuvas.

Os rios meandantes são geralmente encontrados nas regiões úmidas com cobertura vegetal e topografia suavizada. A cobertura vegetal protege as cabeceiras e margens do canal contra a erosão. Desta forma as proporções de descarga sazonal são estáveis e a carga de sedimentos é relativamente baixa.

O mecanismo que proporciona o estabelecimento dos canais meandantes é ainda pouco conhecido. O fator considerado dominante no processo de sedimentação de um meandro é a circulação helicoidal (em redemoinho).

Os materiais transportados pelos rios meandantes são os de granulação mais fina e os mais bem selecionados, pois a competência e capacidade de transporte destes é mais baixa e uniforme do que os canais anastomosados.

Como fatores de definição do padrão de canal, são também importantes a duração dos picos de descarga, geometria do canal e desenvolvimento de diques naturais.

### 8.3.3 - Dinâmica da água corrente

#### 8.3.3.1 - Conceitos básicos

O trabalho total de um rio é medido pela quantidade de material que ele é capaz de erodir, transportar e depositar, estando relacionado à turbulência e à velocidade das águas.

O fluxo das águas transforma a energia potencial em cinética, sendo esta última quase totalmente dissipada em calor e fricção. Cerca de 95% da energia de um rio é consumida em calor, enquanto o restante, menos aquela gasta na fricção, é empregada em trabalho (Christofolletti, 1980).

No curso superior, parte da energia potencial transforma-se em cinética. Esta modela o curso e vence a resistência ao movimento (fricção). Ao longo do curso, a velocidade do fluxo sofre modificações em função de obstáculos diversos que causam maior ou menor fricção. No curso inferior estável a energia potencial é utilizada na conservação do movimento, sendo quase totalmente consumida para vencer as forças resistentes ao fluxo (Suguo & Bigarella, 1979).

A energia para o trabalho fluvial aumenta quando a fricção é diminuída, seja pela suavização, ou retilinização do curso ou pela redução do perímetro molhado.

A energia potencial é obtida multiplicando-se o peso da água pela diferença altimétrica entre dois pontos no trecho considerado. A energia cinética é igual à metade da massa da água multiplicada pelo quadrado da velocidade do seu movimento. As fórmulas que expressam essas relações são as seguintes:

$$E_p = P \cdot h ;$$

$$E_c = \frac{m \cdot V^2}{2} ;$$

$$E_t = E_p + E_c$$

onde  $E_p$  = energia potencial;  $E_c$  = energia cinética;  $E_t$  = energia total;  $P$  = peso da água;  $h$  = diferença altimétrica entre dois pontos;  $m$  = massa da água e  $V$  = velocidade.

Em um rio a velocidade das águas depende da declividade, do volume das águas, da forma da seção, do coeficiente de rugosidade e da viscosidade da água. Para a quantificação da velocidade é normalmente utilizada a fórmula de Chèzy, que define a velocidade em função do raio hidráulico e da declividade:

$$V = C \quad R_h \cdot S$$

onde:  $V$  = velocidade média;  $R_h$  = raio hidráulico e  $S$  = declividade.

O  $C$  é uma constante empírica que depende da gravidade e de outros fatores contribuintes para a força de fricção. Esta última, por sua vez, depende da rugosidade e retilinidade do canal, bem como da forma e tamanho do perfil transversal (Christofletti, 1980).

Suguio & Bigarella (1979) sugerem modificações para a equação de Chèzy em virtude do cálculo de  $C$ .

Ao superar a fricção interna, uma corrente dispõe de excesso de energia, tanto para vencer a fricção externa contra os lados do leito como para transportar o material sólido que recebe.

Quando o material sólido em movimento entra em contato direto com o substrato rochoso, as partículas sólidas desgastam-se entre si, exercendo também ação corrasiva no leito. Caso a energia disponível para o transporte da carga sólida seja suficiente, o leito do rio mantém-se em condições estáveis. Se houver um excesso de energia, os lados e o fundo do canal serão erodidos, aumentando a carga para a jusante. Se a energia não for suficiente para transportar toda carga, parte dela é depositada, diminuindo assim o total a ser transportado.

A erosão, transporte e deposição são processos interdependentes dentro de relações constantemente mutáveis do fluxo e da carga existente. A alternância entre eles ocorre no decorrer do tempo de acordo com a velocidade do fluxo da água.

A capacidade de erosão de um rio depende mais das partículas por ele transportadas, do que do volume de água. A ação abrasiva tende a eliminar a rugosidade do fundo, podendo também, abrir caldeirões na rocha.

O fluxo da maioria dos rios, assim como sua carga, aumentam para jusante. O aumento da carga inibe um incremento na capacidade erosiva. A diminuição do fluxo, por qualquer razão, implica em deposição.

Nas soleiras a dissecação é pequena ou quase nula, dificultando o entalhamento a montante delas, mas liberando o excesso de energia aí existente, para o alargamento do vale. Em teoria, as ações erosivas e deposicionais propagam-se para a montante, onde o gradiente é cada vez maior. Contudo, na prática, os rios apresentam-se controlados por importantes níveis de base regionais que subdividem o curso em setores com perfis de equilíbrio próprios.

A carga a ser transportada pela corrente é fornecida pela erosão, sendo constituída não apenas pelo material sólido arrastado no fundo ou carregado em suspensão, como também o material solúvel de origem diversa.

As partículas encontradas na corrente deslocam-se em suspensão, por saltação ou rolamento. O transporte em suspensão ou por saltação depende da turbulência do fluxo e da velocidade de precipitação da partícula. A ação de remoção de uma partícula do leito depende não apenas das forças hidrodinâmicas exercidas sobre ela, mas também de outros fatores como forma, tamanho, saliência sobre o fundo e das relações de contato com outras partículas vizinhas. Para a movimentação de uma partícula existe uma força crítica de tração, bem como uma velocidade crítica do fluido.

É considerada como velocidade crítica a menor velocidade requerida para que uma partícula de determinado tamanho movimente-se no leito do canal. De uma maneira geral, acredita-se que esta é função da densidade da água, do coeficiente de fricção entre as partículas e o leito, do coeficiente de arraste dependente do tamanho da partícula e do número de Reynolds<sup>1</sup> e, do raio da partícula.

A partir do início da movimentação de uma partícula, o comportamento da mesma depende, em grande parte, do tempo necessário para sua decantação. Ao contrário das argilas, os sedimentos arenosos são mais facilmente removidos, entretanto, estes, por sua vez, depositam-se mais rapidamente do que aquelas.

---

1 Parâmetro que determina o tipo de fluxo (ver Suguio & Bigarella, 1979:33).

As argilas, quando colocadas em suspensão, assim permanecem por mais tempo, em virtude de sua menor velocidade de decantação. A velocidade crítica de deposição é aproximadamente dois terços inferior à velocidade crítica de erosão para a mesma partícula.

Experiências para medir a velocidade crítica têm sido feitas principalmente para sedimentos arenosos (Hjulstrom, 1935; Leliavsky, 1955). A utilização de partículas do tamanho silte e argila, registram velocidades críticas acima das esperadas e maiores do que a das areias. Sundborg (1956) explica esta aparente discrepância em função das forças de coesão entre os minerais de argila presentes nessas frações granulométricas. O hábito placóide desses minerais, ocasionando maior superfície específica, bem como a existência de cargas elétricas insatisfeitas, etc. devem contribuir para a ocorrência do fenômeno. Contudo, essa questão encontra-se ainda em aberto, necessitando mais pesquisas a respeito.

O gráfico de Hjulstrom (fig. 8.18) mostra o efeito da velocidade da corrente sobre sedimentos de diferentes granulações, bem como correlaciona a velocidade crítica da erosão e a equivalente de deposição, delimitando as áreas onde se verifica a ação da erosão, do transporte e da sedimentação. A curva superior aponta as velocidades críticas necessárias para iniciar a movimentação das partículas de diferentes diâmetros. Partículas de um micron de diâmetro são movimentadas quando a velocidade ultrapassa 100 cm/s (3,6km/h). Para diâmetros entre 0,1 a 0,5 mm, a velocidade crítica diminui até um valor mínimo de cerca de 20 cm/s (0,72 km/h). A velocidade crítica aumenta novamente para mais de 100 cm/s no caso de seixos com mais de 10 cm de diâmetro.

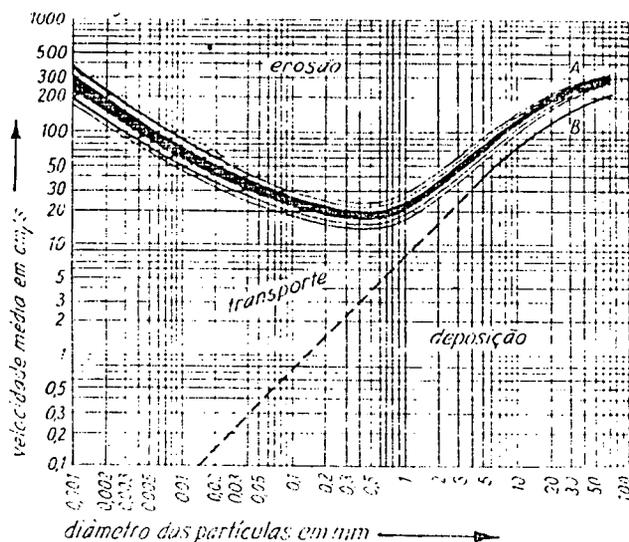


Fig. 8.18 - Gráfico ilustrando o efeito da velocidade da corrente sobre os sedimentos de diferentes granulações. No gráfico estão assinaladas as áreas onde se verifica a ação da erosão, do transporte e das deposições (segundo Hjulström, 1935, in: Suguo & Bigarella, 1979).

A velocidade crítica aumenta novamente para mais de 100 cm/s no caso de seixos com mais de 10 cm de diâmetro.

O referido diagrama foi modificado por Sundborg (1956) que incluiu também a concentração de sedimentos em suspensão. Essa curva, entretanto, não funciona para grandes concentrações.

### 8.3.3.2 - Competência, capacidade e carga de transporte

A vazão (Q) de um rio depende da área (A) da seção do canal e da velocidade (V) do fluxo, expressa na equação:

$$Q = A \cdot V$$

Tal relação determina o tamanho máximo de material que pode ser movido (competência do rio) e o volume de carga trans-

portada (capacidade do rio).

A competência e a capacidade do rio dão a idéia quantitativa de trabalho das correntes fluviais. A quantidade de material transportado compreende a **carga suspensa** ou **carga de sedimentos em suspensão**, a **carga de fundo** ou **carga de leito do rio**, além da **carga dissolvida**.

A **carga suspensa** é formada de partículas de granulação reduzida (silte e argila), que são tão pequenas que se conservam em suspensão na água em fluxo turbulento.

A **carga de fundo** é constituída por partículas maiores com granulação de areia, cascalho ou fragmentos de rocha que deslizam ou saltam ao longo do leito.

A **carga dissolvida** é formada pelos constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química.

A velocidade de transporte das cargas suspensas e dissolvidas é a mesma em que a água flui. Os sedimentos em suspensão são transportados enquanto a turbulência e velocidade de fluxo forem suficientes para mantê-los suspensos. O decréscimo da velocidade do fluxo com alcance do limite crítico, causa a sedimentação das partículas cessando o transporte. A carga de leito move-se muito mais lentamente do que a água, porque os grãos deslocam-se de modo intermitente (saltação).

Admite-se, em geral, que a carga de leito seja aproximadamente 10% a 20% da carga em suspensão, podendo exceder a 50% da carga total dos rios anastomosados.

Verifica-se, em certos casos, boa correlação entre a carga em suspensão e a vazão líquida dos rios. Tal relação é representada por uma linha reta, em papel bilogarítimo, podendo ser assim expressa:

$$Q_s = p (Q_L)^J$$

onde:  $Q_s$  = carga em suspensão em toneladas por dia;  $Q_L$  = descarga líquida (débito) em metros cúbicos por dia;  $p$  e  $J$  = constantes numéricas. Os valores típicos para  $J$  distribuem-se no intervalo de 2,0 a 3,0, o que indica que a carga sólida em suspensão e, por conseguinte a carga do leito, aumentam em proporção muito maior que qualquer outro elemento relacionado com a vazão. O motivo principal disso é que a carga detrítica não provém somente da ação abrasiva do rio sobre o fundo e margem, mas também da lavagem das vertentes efetuadas por escoamento superficial. Tais fatos sugerem também que a maior parte da carga detrítica é transportada durante as fases iniciais de enchente, quando as vazões são muito elevadas.

Estudos realizados por Gibbs (1967) e Christofolletti (1974) demonstram que nos rios brasileiros a carga em suspensão é bem maior que a carga dissolvida, principalmente nos períodos mais chuvosos. Mesmo considerando-se uma maior dissolução dos sais em função do aumento de volume de água, tal constatação é explicada pela influência do recobrimento florestal. Na bacia

Amazônica, os afluentes oriundos da região andina ou das áreas de cerrado, apresentam carga detrítica mais elevada do que aqueles que drenam as regiões de florestas.

A granulometria dos sedimentos fluviais diminui gradativamente para jusante, denotando uma queda na competência do rio.

Esta redução no tamanho das partículas foi associada a uma suposta diminuição da velocidade das águas. Contudo, verificou-se que a velocidade permanece constante, podendo aumentar pelo aprofundamento do leito do rio, tornando o fluxo mais eficiente. Dessa forma tal associação foi abandonada.

Leopold (1953) chegou à conclusão de que a redução da competência ao longo de um curso de água é devida à diminuição da tensão tangencial. Esta última, no leito de um rio, é proporcional ao produto da declividade pelo raio hidráulico. Considerando que, em muitos casos, o raio hidráulico é aproximadamente igual à profundidade média, pode-se afirmar que a tensão tangencial é proporcional ao produto da declividade pela profundidade média. Assim, ocorre nos cursos de água, um aumento de profundidade da jusante, bem como uma diminuição da declividade, contribuindo para reduzir a tensão tangencial e, conseqüentemente, a competência fluvial.

#### 8.3.3.3 - Tipos de movimento e energia da água corrente

Nos canais abertos, a água pode apresentar fluxo laminar ou fluxo turbulento.

O fluxo é laminar quando as várias camadas paralelas de água deslizam uma em relação às outras, sem que haja mistura de matéria. O fluxo laminar ocorre quando a velocidade de fluxo é relativamente lenta e cada elemento do fluido move-se ao longo de um caminho específico com velocidade uniforme. Neste tipo de regime, as linhas de fluxo envolvem suavemente as irregularidades do leito fluvial e os objetos encontrados em seu caminho, não ocorrendo, durante a sua passagem, redemoinhos e correntes turbilhonares. Entretanto, as perturbações do fluxo são tantas que este é raramente encontrado.

O fluxo torna-se turbulento quando, através das linhas de fluxo, verificam-se flutuações de velocidades que excedem um determinado valor crítico. Estas flutuações são causadas por redemoinhos produzidos quando a água passa por obstáculos ou irregularidades de contornos rugosos de fundo. A pequena partícula transportada em suspensão em uma corrente turbulenta, não segue uma trajetória uniforme e suave, mas move-se para cima e para baixo, de um lado para o outro, e mesmo para montante.

O fluxo turbulento é desenvolvido quando a velocidade excede os limites da "força viscosa". Os fatores que afetam a velocidade crítica, permitindo que o fluxo laminar se torne turbulento são viscosidade e densidade do fluido, bem como, profundidade e rugosidade da superfície do canal. Os fluxos laminares e

turbulentos estão relacionados aos efeitos da viscosidade sobre a inércia das partículas de fluido. No regime laminar, os efeitos viscosos são preponderantes impedindo a agitação. No regime turbulento, a inércia das partículas vence as resistências viscosas, estabelecendo-se um movimento caótico e irregular.

Nos cursos fluviais o fluxo é turbulento e pode ser classificado em duas categorias: corrente e encachoeirado. O fluxo turbulento corrente é o normalmente encontrado, enquanto o fluxo turbulento encachoeirado ocorre nos trechos de velocidades mais elevadas, tais como nas encontradas nas cachoeiras e corredeiras, implicando na possibilidade de aumento na intensidade de erosão.

O número de Froude é usado para se verificar se o fluxo é corrente ou encachoeirado, sendo determinado pela seguinte fórmula:

$$F = \frac{V}{gD}$$

onde V é a velocidade média, g é a força de gravidade e D é a profundidade da água. Se o número de Froude (F) é menor que 1, o rio está no regime de fluxo tranquilo, corrente; se F for maior que 1, o rio está no regime de fluxo rápido, encachoeirado.

O fluxo de um curso fluvial passa de corrente para encachoeirado quando há um aumento considerável de velocidade e abaixamento do nível superficial da água. O inverso também é verdadeiro.

Nos canais abertos não há a constância de um só tipo de fluxo, seja ele vertical (turbulento) ou horizontal (laminar). O que ocorre são diversas faixas de fluxo denominadas camadas entre limites ou simplesmente camadas limites. É designada camada limite a zona onde o retardamento do fluxo é considerável. O fluxo na camada limite pode ser laminar, turbulento ou ambos, dependendo da velocidade e do grau de suavidade do limite (Allen, 1965). Ainda que a camada limite seja turbulenta, sempre existirá uma fina camada do fluido em contato com o limite no qual o fluxo é laminar, ou seja, a subcamada laminar da camada limite turbulenta. Contudo, para propósitos práticos, o fluxo nas correntes naturais é sempre considerado como turbulento (Suguio & Bigarella, 1979).

#### 8.3.3.4 - Distribuição da velocidade e turbulência

Em canais fluviais, a distribuição da velocidade de fluxo e da turbulência é importante na definição dos processos deposicionais e erosivos das correntes e, portanto, nos tipos das fácies sedimentares resultantes.

Quando a velocidade é baixa (poucos mm por segundo), a água transporta por fluxo laminar partículas muito finas.

No fluxo turbulento, há um aumento significativo na ca-

pacidade de transporte, possibilitando a movimentação de partículas grandes. A velocidade máxima do fluxo da água é de aproximadamente 80 km/h, a partir da qual, toda energia é consumida na criação de turbulência, inibindo a aceleração do movimento. São rápidas as variações das velocidades em torno dos valores médios, aumentando com pulsações dos movimentos das águas e propiciando o aparecimento de redemoinhos e outros tipos de movimentos.

A velocidade das águas de um rio, ao longo de um perfil transversal, varia de ponto a ponto. Normalmente, a parte de maior velocidade situa-se abaixo da superfície das águas, enquanto que as de menor velocidade situam-se próximas ao fundo e às paredes laterais do canal. Em corte transversal, uma zona de máxima velocidade é acompanhada por duas zonas de máxima turbulência (fig. 8.19). Turbulência máxima ocorre com as variações verticais de relevo (ondulações, desníveis, etc.).

As irregularidades de fundo podem provocar intensificações locais de turbulência, aumentando o transporte e determinando grosseiramente a natureza do material de fundo (arenoso, areia com seixos, etc.). Com a redução do grau de turbulência diminui a movimentação de material no leito.

Em canal retilíneo e simétrico, o eixo de máxima velocidade localiza-se no centro do canal, diminuindo lentamente em direção às margens. Nas proximidades destas e junto ao leito do canal, a velocidade decresce abruptamente. Na superfície da água, em decorrência do atrito com o ar, a velocidade é também menor.

Nos rios meandran-tes, onde os canais são assimétricos, o eixo de máxima velocidade e a zona de máxima turbulência situam-se mais próximos do banco côncavo. Ambos decrescem em direção ao banco convexo de menor profundidade. Contudo, durante o período das cheias, o rio sobe, aumentando seu gradiente hidráulico e sua velocidade. Nessas ocasiões, fluxos mais velozes tendem a retificar o canal, simulando uma distribuição de velocidade e turbulência próprias de rios retilíneos. Em tais condições, o banco convexo é escavado, formando corredeiras sobre a barra de areia

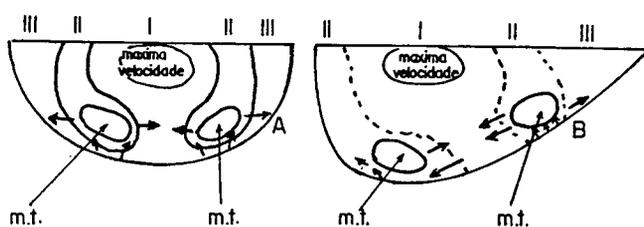


Fig. 8.19 - Seções transversais assinalando a distribuição das velocidades e turbulências máximas em canais simétricos (A) e assimétricos (B) (segundo Leighly, 1934, in: Suguo & Bigarella, 1979). m.t. = máxima turbulência; I = eixo de alta velocidade; II = intensa turbulência e velocidade moderada; III = áreas laterais de turbulência e velocidades baixas.

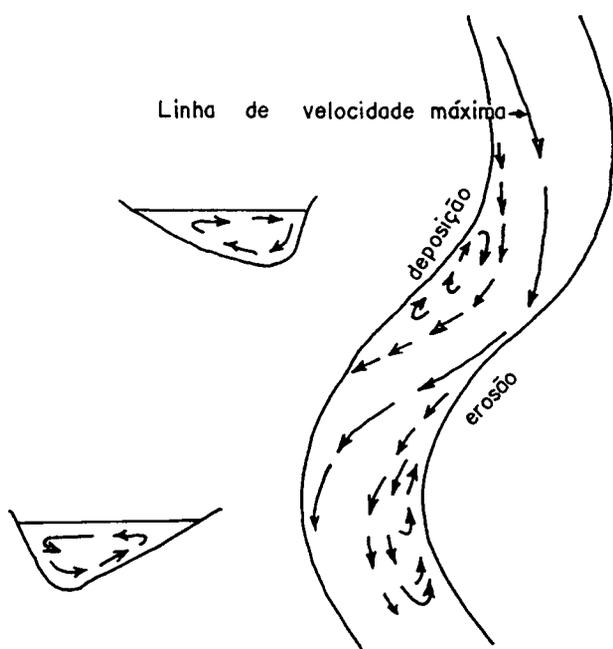


Fig. 8.20 - Esquema ilustrativo dos padrões de fluxo em meandros, destacando as áreas de erosão e deposição (baseado em Morisawa, 1968, in: Suguo & Bigarella, 1979).

ai construída (fig. 8.20).

#### 8.3.3.5 - Perfil longitudinal dos rios

Os perfis longitudinal e transversal de um rio representam o ajuste deste às várias condições hidrológicas. O ajuste do seu gradiente ou perfil longitudinal é o mais considerado.

Numa corrente dita em equilíbrio não se verifica nem erosão e nem deposição em qualquer ponto do seu curso; todo material fornecido pelas vertentes pode ser transportado. A forma do perfil longitudinal de equilíbrio da corrente é côncava contínua, com declividade suficiente para transportar a carga do rio.

O perfil de equilíbrio do rio, numa região de rochas relativamente homogêneas, é atingido após a erosão de cerca da quarta parte do material da bacia (Schumm, 1956). O tempo requerido para alcance deste estado é muito variável, relacionando-se fundamentalmente ao clima. Atingido o equilíbrio, o perfil do talvegue permanece gradacional, mesmo que nas vertentes a erosão continue. Situação diversa somente ocorrerá no caso de mudança do nível de base, a qual poderá estar relacionada à ciclicidade das condições climáticas regionais ou à tectônica.

Entre os fatores que influenciam o perfil de equilíbrio de um rio estão: o volume e carga da corrente, tamanho e peso da carga e a declividade. O escoamento e carga são muito variáveis durante o ano, levando cada trecho do canal a alterar sua declividade e forma a fim de atingir um equilíbrio entre a carga que recebe e a que transporta. Dessa forma, o perfil de equilíbrio está sujeito a contínuas flutuações, sendo a planície de inundação considerada como o melhor critério para a determinação do talvegue da corrente.

Para a determinação da curva do talvegue, foram feitas várias tentativas, relacionando formas e processos. A maioria dos autores reconhece uma estreita relação entre a declividade e o comprimento, expressa na fórmula:

$$D = k \cdot C^n$$

onde: D = declividade em determinado ponto; C = comprimento da cabeceira até o referido ponto; "K" e "n" são constantes empíricas.

#### 8.3.3.6 - Tipos de transporte

São três as modalidades de transporte dos sedimentos pelas correntes fluviais: **por tração**, **por saltação** e **em suspensão**. O modo e a natureza do transporte do sedimento têm grande influência na composição e estrutura dos depósitos aluviais.

O **transporte por tração** está relacionado com as tensões, tangenciais ao longo do fundo da corrente, provocadas pela água em movimento. O efeito das tensões tangenciais é intensificado pelas forças ascensionais devidas ao fluxo turbulento.

Neste processo intervêm a forma, o tamanho e a densidade das partículas, dando origem a uma carga de tração ajustada às condições locais. O transporte por tração se mantém enquanto as condições de fluxo permanecem inalteradas. Quando ocorre uma redução na velocidade média da corrente ou na intensidade de turbulência, as partículas maiores e mais densas e de menor esfericidade são deixadas para trás.

Este tipo de transporte, por estar restrito ao leito fluvial, é mais limitado e sensível às condições de variação de velocidade e de turbulência do que o transporte por suspensão. Contudo esta também responde pela modificação correspondente nas curvas de concentração de materiais sólidos.

A carga em contato com o leito apresenta-se, em geral, com uma fina camada de partículas móveis com um limite superior difuso.

No **transporte por saltação**, as partículas avançam ao longo do leito fluvial, através de uma série de saltos curtos. Este tipo de movimento pode ser considerado como fase intermediária entre o transporte por tração e por suspensão; ou seja, partículas cujo tamanho limite seu deslocamento por tração ou em suspensão, podem ser momentaneamente levantadas, avançando através de uma série de saltos.

Em meio fluido, a altura relativa alcançada pela partícula em saltação, depende do peso específico da mesma e do fluido. Tendo por base esferas de quartzo ( $Q = 2,65$ ), a altura alcançada por tais partículas no ar é cerca de 830 vezes superior à saltação correspondente na água.

No **transporte por suspensão** as partículas são carregadas de forma completamente independente do leito fluvial. Este tipo de transporte ocorre quando a intensidade de turbulência é maior que a velocidade de deposição das partículas movimentadas pelas tensões tangenciais e pelas forças de ascensão.

Entre as partículas que compõem o leito fluvial, são transportadas em suspensão as menores, menos esféricas e menos densas. Foi constatado que a concentração de partículas em transporte por suspensão é muito maior perto do leito da corrente do que junto à superfície. A concentração relativa de sedimento fino (silte fino) pode ser quase igual, da superfície até o fundo. As partículas mais grosseiras, como as areias, por sua vez, apresentam gradiente de granulação com aumento da concentração à medida que se aproxima do leito da corrente.

#### **8.3.3.7 - Velocidade de decantação das partículas**

O comportamento de uma partícula em meio fluido, durante o transporte e deposição é, em grande parte, função de sua velocidade de decantação. Esta depende de fatores inerentes à partícula em decantação, tais como tamanho, forma e peso específico, bem como daqueles ligados ao meio fluido como, por exemplo viscosidade e peso específico. Durante a decantação em meio fluido, as

partículas obedecem basicamente às leis de Stokes e do impacto<sup>2</sup>.

O exame das questões relativas à velocidade de decantação mostra que partículas mais pesadas e mais esféricas são as primeiras a atingirem o fundo, ao passo que aquelas mais achatadas e mais leves permanecem mais tempo em suspensão.

### 8.3.3.8 - Transporte seletivo das partículas

O transporte seletivo é o processo de deslocamento dos sedimentos por águas correntes, baseado no tamanho, forma e densidade da partícula, combinados com a intensidade variável da corrente e grau de turbulência.

A constante fragmentação (segregação) das partículas em função de suas características durante o transporte e deposição, sugere que os sedimentos melhor selecionados são aqueles que foram submetidos a retrabalhamentos longos.

Nos cursos fluviais, como resultado do transporte seletivo, verificam-se mudanças sistemáticas nas características dos materiais da carga transportada e depositada. Estas consistem no decréscimo do diâmetro, no aumento da esfericidade média e algumas mudanças na densidade (eventual alteração química), de montante para jusante da corrente.

As mudanças nas propriedades das partículas, em condições ideais de transporte por tração, podem ser verificadas na figura 8.21. As curvas mostram que o tamanho médio das partículas diminui no sentido do transporte. Isto ocorre, em parte como resultado do transporte seletivo, e em parte como consequência do gradual decréscimo da abrasão durante o mesmo. Para jusante, o valor numérico do coeficiente de seleção decresce, enquanto o grau de seleção aumenta. Ocorre aumento gradual da esfericidade média no sentido da corrente.

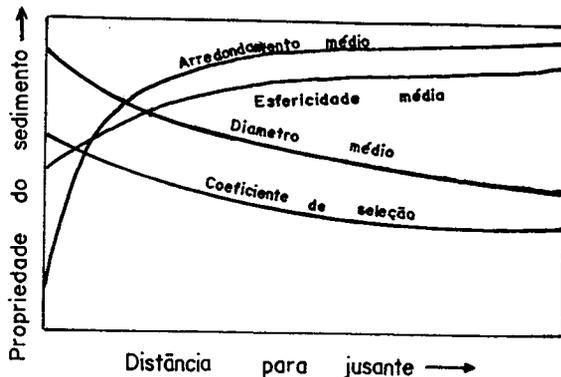


Fig. 8.21 - Modificações das propriedades dos sedimentos por transporte em função da distância percorrida (segundo Krumbein & Gloss, 1963, in: Suguio & Bigarella, 1979).

-----  
<sup>2</sup> Detalhes sobre estas leis podem ser encontrados em Suguio & Bigarella, 1979:40-42.

### 8.3.4 - Atividades morfológicas das correntes

#### 8.3.4.1 - Relações entre regime de fluxo e forma de leito

O leito granular móvel de um canal, pode ser moldado pela água corrente tanto por erosão quanto por deposição.

A presença de leito granular móvel implica em alteração na natureza da turbulência devida à simples presença de partículas na corrente turbulenta. Uma alta concentração de sedimentos pode ter efeitos importantes.

Outra implicação de maior interesse é a possibilidade de interação mútua entre leito e corrente, com desenvolvimento de grande variedade de formas de leito encontradas na natureza.

A água em movimento sobre o leito granular móvel cria marcas onduladas e outras feições.

Estudos sobre o assunto foram, inicialmente, desenvolvidos por Darcy & Bazin em 1865 e relatados em Simons et al. (1965a, b). Gilbert (1914) refere-se as relações entre as configurações de leitos e a velocidade do fluxo, através de dados experimentais. Simons, Richardson & Nordin Jr. (1965a, b), introduziram o conceito de regime de fluxo.

#### 8.3.4.2 - Regimes de fluxo

As formas de leito classificam-se como micro ou macro-ondulações, antidunas e camadas planas. A diferença entre os dois tipos de ondulações está no tamanho. Várias combinações de formas como micro-ondulações sobre macro-ondulações, são possíveis. As mudanças das condições hidráulicas determinam a sucessão das diversas formas no leito (fig. 8.22).

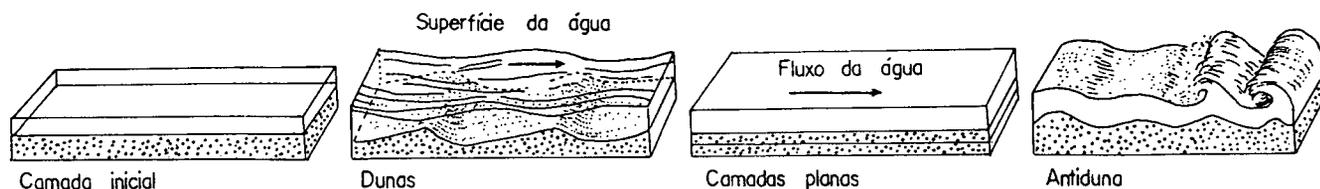


Fig. 8.22 - Representação diagramática dos tipos de forma de leito que se sucedem de acordo com as mudanças das condições hidráulicas. A superfície das águas encontra-se fora de fase com as dunas e em fase com as antidunas (segundo Sugano & Bigarella, 1979).

Os regimes de fluxo foram conceituados a partir de estudos de laboratório, porém isto não impede que os mesmos sejam, até certo ponto, reconhecidos na natureza. As formas de leito, nas correntes fluviais, podem ser reconhecidas pelo aspecto da superfície do fluxo.

Nos canais fluviais, o fluxo pode ser classificado em regimes de **fluxo inferior** e **fluxo superior**, com uma **transição** entre ambos. Tal classificação tem como base a forma do leito, modo

de transporte do sedimento, processo de dissipação de energia e relação de fase entre o leito e a superfície da água (tab. 8.1).

Regime de fluxo	Forma do leito	Concentração de material do leito em ppm	Modo de transporte	Tipo de rugosidade	Relação de fase entre o leito e a superfície da água
Fluxo inferior	Micro-ondulada	10-200	Pequenos saltos	Predomina forma rugosa	Fora de fase
	Micro-ondulada sobre mega-ondulada	100-1.200			
	Mega-ondulada	200-2.000			
Transição	Mega-ondulada lavada	1.000-3.000		Variável	
Fluxo superior	Camadas planas	2.000-6.000	Contínuo	Predomina "rugosidade granular"	Em fase
	Antidunas	2.000			
	Com depressões	2.000			

Tab. 8.1 - Classificação dos regimes de fluxo e suas características (segundo Simons et al., in: Suguio & Bigarella, 1979).

O regime de **fluxo inferior** caracteriza-se pela grande resistência oferecida pelo fluxo e pelo relativamente pequeno transporte de sedimentos. As ondulações da superfície da água não estão em fase com as ondulações do material do leito. O leito apresenta micro-ondulações ou macro-ondulações ou a combinação de ambas. No leito, o material é transportado em grãos individuais, deslocando-se para cima através da superfície posterior das ondulações (micro e/ou macro) e, posteriormente caindo em avalanche pela superfície frontal. O número de Froude é menor que 1,00 e o padrão de fluxo é tranquilo.

Na **transição** a configuração do leito é caótica, apresentando aspectos típicos dos regimes de fluxo inferior e superior. O número de Froude situa-se em torno de 1,00.

O regime de **fluxo superior** é caracterizado pela pequena resistência oferecida pelo fluxo e pelo grande transporte de sedimentos. As ondulações da superfície estão em fase com as do leito. Os leitos são constituídos por camadas planas e antidunas. O transporte é feito principal-

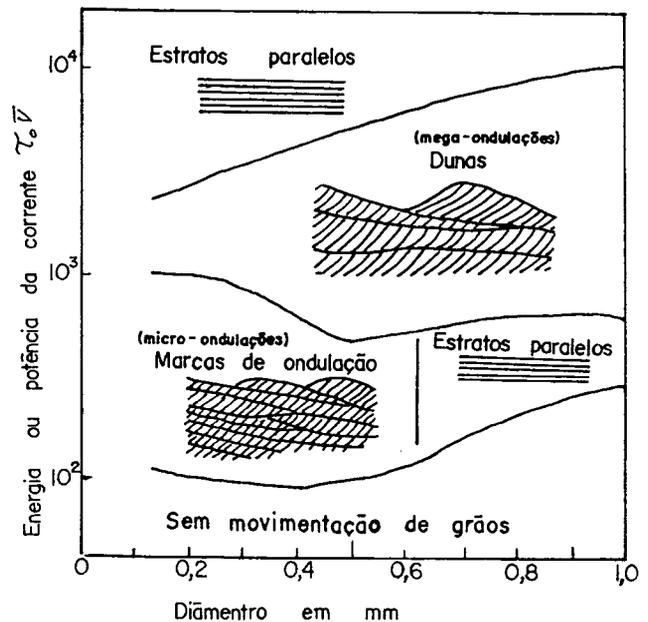


Fig. 8.23 - Representação esquemática de várias formas de leito e suas relações com a granulometria e energia de corrente (baseado em Simons et al., 1965; Allen, 1968, in: Suguio & Bigarella, 1979).

#### 8.3.4.4.1 - Classificação da estratificação cruzada

Das classificações encontradas na literatura, as de ordem puramente descritiva parecem mais apropriadas do que aquelas de ordem genética. McKee & Weir (1953) classificam os estratos considerando três caracteres fundamentais: superfície limitante inferior, forma aparente e estrutura interna (fig. 8.24). Na estratificação cruzada simples, a superfície limitante inferior não representa erosão, mas, não deposição ou mudança de caráter. Na estratificação cruzada plana, a superfície limitante inferior é de erosão plana. Na estratificação cruzada acanalada, a superfície limitante inferior apresenta erosão curva (fig. 8.25).

São três os tipos mais comuns de estruturas sedimentares originadas em areias bem lavadas:

a) cosseqüências de estratos cruzados de pequeno tamanho. Cada seqüência individual mede de poucos milímetros a vários centímetros de espessura, tendo a forma tabular ou em concha,

b) cosseqüência de estratos cruzados de grande tamanho. A espessura de cada seqüência individual mede decímetros ou metros, apresentando a mesma forma tabular ou de concha,

c) laminações planas essencialmente horizontais. As lâminas possuem espessura de um milímetro ou mais e superfície marcada por lineações primárias de corrente.

Em rochas antigas, a interpretação do regime de fluxo tem por base a correlação entre o tipo de estratificação presente e as formas de leito. O tipo de estratificação desenvolvida é função do tipo, configuração e escala da forma do leito, de sua migração e da forma da superfície sobre a qual se movimenta.

Os principais tipos de estratificação, presentes em sedimentos fluviais, são:

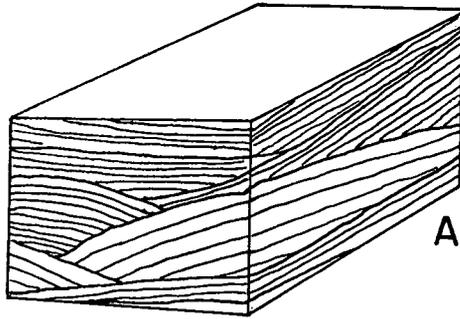
#### A - Estratificação cruzada

Caracteriza-se por estratos inclinados em relação ao plano horizontal, resultantes do transporte de sedimentos arenosos de carga de fundo. Através de um exame tridimensional podem ser distintos os seguintes tipos de estratificação cruzada:

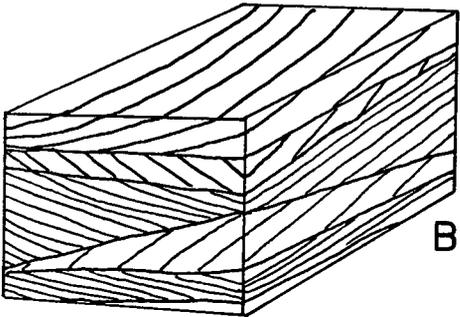
A **estratificação cruzada acanalada** é constituída por seqüência de lâminas em forma de canal, decorrentes de estrutura de escavação por erosão preenchida por sedimentos. Estes mergulham das bordas para o eixo do canal e de montante para jusante da paleocorrente. A direção da paleocorrente é indicada pelo eixo maior do canal. Tal tipo de estratificação pode ocorrer tanto em escala pequena como grande. Neste tipo de estrutura, a profundidade mínima de formação corresponde ao dobro da espessura de cada seqüência acanalada. Porém, a existência deste tipo de estruturas também em grandes profundidades, dificulta a determinação da profundidade máxima.

Na **estratificação cruzada de camadas frontais**, as cama-

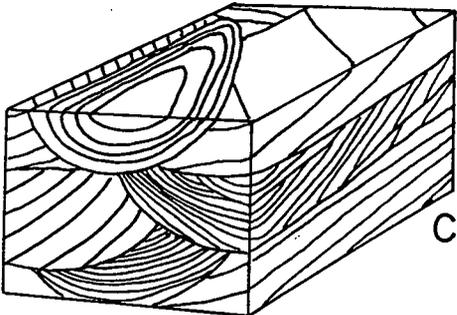
das frontais apresentam formas variáveis: tabulares, tangenciais e côncavas. A variação de forma é parcialmente atribuída aos vários teores de material transportado como carga de leito ou suspensão. A profundidade mínima de formação também corresponde ao dobro da espessura de cada seqüência. Da mesma forma, como ocorre no caso da estratificação cruzada acanalada, a profundidade máxima não pode ser estimada.



A



B



C

Fig. 8.24 - Tipos fundamentais de estratificação cruzada, segundo McKee & Weir, 1953. A - estratificação cruzada simples; B - estratificação cruzada plana; C - estratificação cruzada acanalada. (in: Suguio & Bigarella, 1979).

**B - estratificação paralela e horizontal**

Este tipo é definido por seqüências tabulares de lâminas ou camadas horizontais, localmente distintas ou pouco nítidas. Estas são formadas por silte, areia ou grânulo (fig. 8.26).

O limite inferior de tais seqüências é plano e horizontal, enquanto o limite superior pode tanto ser como o

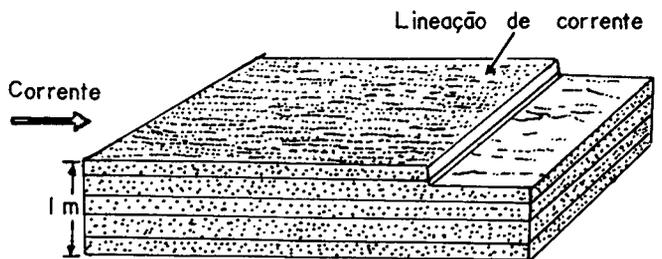


Fig. 8.26 - Estratificação horizontal produzida por regime de fluxo superior, apresentando lineações de corrente (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

Acanaladas	Estratificação cruzada acanalada de grande escala.	
	Estratificação cruzada acanalada de pequena escala.	
Com camadas frontais	Tabular	
	Tangencial	
Com camadas frontais	Sigmoidal	

Fig. 8.25 - Principais tipos de estratificações cruzadas (modificado de Allen, 1965, in: Suguio & Bigarella, 1979).

inferior como pode apresentar conjuntos de marcas onduladas, com passagem transicional.

A estratificação horizontal, para a maior parte dos depósitos das areias e siltes, sugere velocidades maiores do que a das marcas onduladas e menores do que a das antidunas. Indica também profundidades de correntes suficientemente grandes impedindo o desenvolvimento de ondas em fase. Contudo, este tipo de estratificação pode também ser desenvolvido em regime de fluxo inferior, mesmo em depósitos de areia com diâmetro superior a 6 mm. Depósitos formados nestas condições apresentam dimensões muito limitadas, tanto na horizontal como na vertical, devido à taxa de transporte que é muito baixa. Além disso, não ocorre lineação de partição associada às camadas horizontais, comuns em regime de fluxo superior.

### C - superfície de reativação

São superfícies inclinadas que interrompem algumas seqüências de estratificação cruzada, separando conjuntos de lâminas aparentemente concordantes (fig. 8.27). A superfície de reativação indica que em algum momento houve mudança da forma de leito em processo de migração. Este tipo de estrutura tem valor interpretativo, podendo indicar mudança no processo ou na direção do fluxo durante épocas de vazante dos rios (Collinson, 1970).

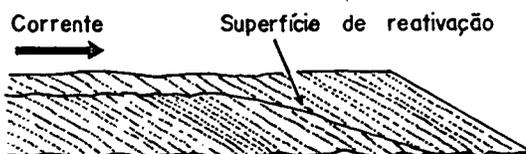


Fig. 8.27 - Superfície de reativação no interior de cosseqüência de lâminas aparentemente concordantes. A vista corresponde a uma face vertical na direção do fluxo (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

A Estratificação cruzada de pequeno porte desenvolve-se pela migração de micro-ondulações assimétricas. A forma da marca ondulada e das condições de suprimento de sedimentos determina a configuração tridimensional das seqüências. As micro-ondulações formam-se no regime de fluxo inferior com velocidades relativamente baixas, porém capazes de iniciar o movimento dos grãos.

Na estratificação cruzada de grande porte, as cosseqüências foram depositadas durante a migração de sucessões de macro-ondulações (fig. 8.28). A configuração das seqüências dependem das formas das macro-ondulações e do suprimento de sedimentos. Simons (citado por Suguio & Bigarella, 1979), demonstrou que as macro-ondulações são formadas no regime de fluxo inferior, numa intensidade de fluxo relativamente alta, maior do que aquela necessária para o desenvolvimento de micro-ondulações.

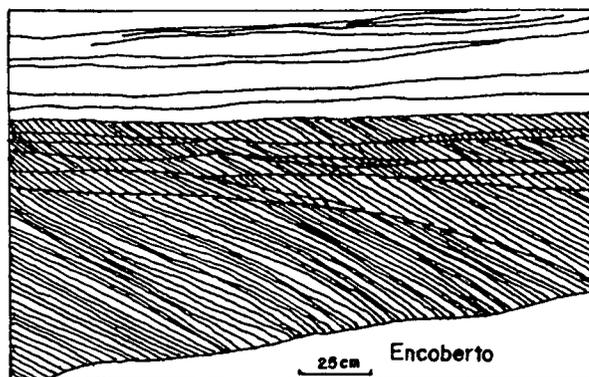


Fig. 8.28 - Estratificação cruzada de grande porte, associada à de pequeno tamanho. Terraço fluvial do Rio São Francisco, entre Xique-Xique e Pilão Arcado (BA). Observem-se as superfícies de reativação mencionadas na figura 8.27 (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

A **Laminação e lineação** ocorrem em arenitos que registram repetidas agradações, acompanhadas de deslocamento de grãos para jusante sobre a interface sedimento-água, a qual é essencialmente plana.

As lineações de correntes são estruturas primárias, que consistem de uma série de cordões e depressões paralelas, de relevo em geral menor do que 1 mm e comprimento de até cerca de 30 cm (fig. 8.29). Desenvolvem-se nas superfícies de lâminas de arenitos de granulação relativamente fina, bem lavados e de laminação plana. Nos cordões os sedimentos são ligeiramente mais grosseiros do que nas depressões.

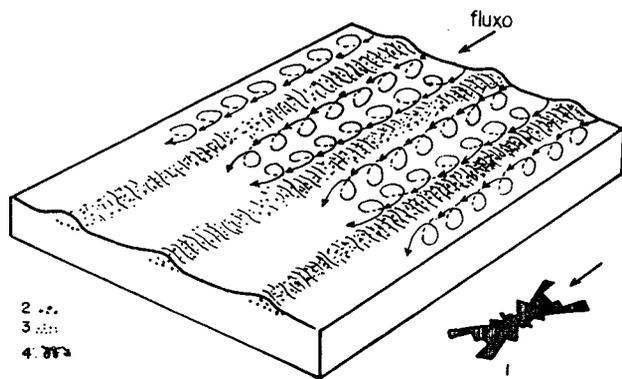


Fig. 8.29 - Representação diagramática das lineações de corrente. 1 - fábrica do grão, no plano do leito; 2 - grãos grosseiros; 3 - grãos finos; 4 - vórtices (segundo Allen, 1966, in: Suguo & Bigarella, 1979).

A orientação da lineação está associada a uma disposição preferencial do eixo longo dos grãos de quartzo que tendem a orientar-se paralelamente à corrente e imbricar para montante. O leito apresenta geometria tridimensional; os cordões e depressões são escalonados, desaparecem ou ampliam-se no sentido de seu comprimento.

Simons et al (1961) conseguiram produzir lineações em camadas planas no regime de fluxo superior, quando o número de Froude aproximava-se ou excedia a unidade.

#### 8.3.4.5 - Descrição das formas de leito

##### A - Camada plana sem movimentação

Caracteriza-se pelo seu aspecto plano e horizontal sem qualquer configuração superficial. Após o início da movimentação a camada plana passará a apresentar pequenas ondulações de areia quando o diâmetro for inferior a 0,6 mm e mega-ondulações quando o diâmetro da areia for superior a 0,6 mm. Nas areias mais grosseiras, a camada plana pode persistir enquanto a velocidade do fluxo for muito baixa (Allen, 1968a, b, c)

##### B - Micro-ondulações

São determinadas por ondulações assimétricas de declive suave a montante e íngreme a jusante da corrente. O comprimento de onda, ou seja, a distância entre as calhas ou picos sucessivos, é geralmente inferior a 30 cm, nunca excedendo 60 cm. Este independe da granulometria do sedimento. A velocidade mínima para formação de micro-ondulações em areia fina é de aproximadamente 20 cm/s.

As micro-ondulações representam formas de rugosidade no leito desenvolvidas pela interação entre a carga do mesmo e o

fluxo, em condições subaquáticas. É correntemente aceito que se originam em fluxo tranqüilo turbulento de pequena intensidade, após o início da movimentação do material arenoso (Sunborg, 1956). Foi demonstrado através de trabalhos de campo e laboratório que as micro-ondulações não se formam quando o tamanho médio de decantação da partícula é  $> 0,6$  mm (Simons, Richardson & Nordin, 1965a, b). Uma vez formadas, estas tendem a migrar, através da erosão de sua face de reverso (montante) e da deposição na de jusante.

A laminação de micro-ondulação requer um fornecimento constante de sedimentos de modo que as mesmas desenvolvam-se para cima, mais por superposição do que meramente para frente. A estrutura interna das micro-ondulações assimétricas, é função do modo de avanço do fluxo e da quantidade e caráter do sedimento transportado. A estrutura interna é importante na identificação do ambiente de sedimentação através da medição dos vários aspectos geométricos da marca ondulada. As propriedades da geometria da laminação cruzada das micro-ondulações, nos depósitos fluviais ou correntes de turbidez, dependem da altura desta e das taxas predominantes de deposição e de transporte junto ao leito<sup>3</sup>.

### C - Macro-ondulações

A forma destas é semelhante à das micro-ondulações, variando seu comprimento de onda de 60 cm a vários metros. Ao contrário das micro-ondulações, o comprimento de onda pode aumentar com a profundidade da água. Este e a forma das macro-ondulações dependem da granulometria do material do leito.

O deslocamento da macro-ondulação para jusante é provocado pelo processo de avalanches, numa ordem que depende da velocidade do fluxo e da altura da ondulação. As ondulações menores são mais velozes do que as maiores.

### D - Camada plana com movimentação de sedimento

Esta, via de regra, não apresenta elevações ou depressões maiores do que a granulação máxima do material do leito. A resistência ao fluxo é relativamente pequena, resultando principalmente da "rugosidade granular", que tem relação com a granulometria da carga do leito.

"A grandeza da energia de corrente ( $\rho V$ ), necessária para que as macro-ondulações de transição se transformem em camadas planas, depende principalmente da granulometria do material do leito. A superposição dos grãos ao acaso, provavelmente é suficiente para fornecer o contraste granulométrico necessário para o aparecimento da estrutura laminada. A camada plana desenvolve-se no regime de fluxo superior" (Suguio & Bigarella, 1979).

-----  
3 Para maiores detalhes, consultar Suguio & Bigarella (1979).

A **corrosão** é provocada por todo e qualquer processo de reação química entre a água e as rochas que estão em contato, ocorrendo a dissolução do material solúvel pela percolação da água.

A **corrasão** ou **abrasão** é o desgaste pelo atrito mecânico, geralmente através do impacto das partículas carregadas pelas águas, sobre as rochas e sobre outras partículas. A **eversão** representa um tipo especial de corrasão originada pelo movimento turbilhonar sobre as rochas do leito. Depressões de vários tamanhos podem ser escavadas, em geral, de forma circular, tais como as **marmitas** ou **caldeirões**.

A **cavitação** ocorre somente sob condições de velocidades elevadas de água, quando as variações de pressão sobre as paredes do canal fluvial facilitam a fragmentação das rochas.

#### 8.3.5.1.1 - Desenvolvimento de canais e vales

Os canais fluviais desenvolvem-se em função das águas do escoamento superficial. No início formando pequenos filetes que, progressivamente, aumentam de volume, desenvolvendo no final, os córregos e riachos até rios de grande dimensões.

O comprimento dos canais aumentam por erosão remontante que, em geral, resulta do solapamento da base, principalmente, onde a superfície é protegida por uma camada resistente, solo ou vegetação. A erosão do subsolo pode ser causada por percolação de água subterrânea, que remove o material fino subjacente, formando túneis.

O alargamento dos canais fluviais pode processar-se por vigorosa corrasão lateral contra as paredes durante as enchentes, ou quando a migração de meandros age contra os lados do canal. É também freqüente o alargamento resultar do intemperismo e de conseqüentes movimentos de massa nas vertentes dos vales, à medida que o rio aprofunda o seu leito. Nestas ocasiões, ocorrem muitos rastejos de detritos, escorregamentos e quedas de bloco no rio, que periodicamente os remove.

Alguns vales têm seção transversal em "V", enquanto outros têm paredes abruptas com seção em "U".

Antigamente tais formas eram atribuídas a estágios do ciclo erosivo do rio. O vale em "V" era interpretado como rio jovem, ao passo que os vales mais alargados indicariam fase matura ou senil.

Atualmente considera-se que as formas dos vales são principalmente resultantes da interação entre o clima, relevo, tipo de rocha e estrutura geológica. A vegetação controla parcialmente o volume de escoamento, desempenhando o papel de proteção. O relevo existente determina as taxas de aprofundamento e alargamento de um vale fluvial. O tipo de rocha influi na forma do vale e do canal, uma vez que determina parcialmente o volume de escoamento e a resistência da superfície à erosão (Suguio & Bigarella, 1979).

Vales em "V" indicam uma relação de equilíbrio entre o aprofundamento e o alargamento. São esculpidos, em geral, em material homogêneo. Ocorrem em regiões de climas temperados e úmidos, onde os solos das paredes dos vales sofrem rastejo constante.

Vales em "U" são geralmente elaborados por sucessivas fases fluviais e glaciárias, principalmente em rochas resistentes. Estes vales possuem paredes abruptas, quase verticais, além de fundo amplo e plano.

### 8.3.5.2 - Formação de terraços fluviais

McGee (1897) definiu terraço como um plano horizontal ou aproximadamente horizontal, de extensão variável, limitado de um lado por um terreno mais elevado e do outro por uma escarpa. Na definição, em geral, está implícito que o plano encontrava-se originalmente no nível da água ou abaixo dele, e que agora encontra-se acima (AGI, 1957). Leopold, Wolman & Miller (1964) referem-se ao terraço como uma planície de inundação abandonada. Suguio & Bigarella (1979) consideram os terraços como produtos da erosão fluvial e do encaixamento do talvegue.

Normalmente os terraços fluviais são formados quando o rio corta os sedimentos previamente depositados em sua bacia de inundação. Tais aspectos morfológicos são denominados **terraços aluviais**. Algumas vezes os terraços são esculpidos no embasamento rochoso, sendo então designados **terraços rochosos (strath terrace)**. Estes não devem ser confundidos com os terraços estruturais, que são patamares ao longo das vertentes, mantidos pela existência de camadas de rochas mais resistentes.

Os terraços compreendem área plana ou em bancadas, limitadas por escarpas em direção ao curso atual dos rios. Estes podem situar-se bem acima do nível de base, não sendo atingidos pelas águas nem mesmo durante as enchentes (fig. 8.30).

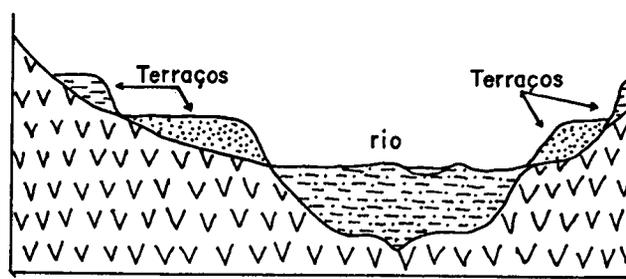


Fig. 8.30 - Esquema de um vale preenchido por aluviões, posteriormente erodidos em forma de terraços (segundo Morisawa, 1968, in: Suguio & Bigarella, 1979).

Uma oscilação climática que provoque uma diminuição do débito, pode formar uma nova planície de inundação, em nível mais baixo, sem que ocorra entalhamento no embasamento rochoso do fundo do vale. Dessa forma, verifica-se a formação de **terraços embutidos**, pois terraço e planície de inundação localizam-se sobre a mesma calha rochosa. A formação de uma planície de inundação em nível mais abaixo, acompanhada de nova fase erosiva sobre o embasamento rochoso do vale, dá origem aos **terraços encaixados** (fig. 8.31).

São considerados "parelhados" os terraços que se dispõem de modo semelhante ao longo das vertentes opostas do vale. Estes refletem um longo período de aplainamento lateral seguido de rápido entalhamento vertical. **Terraços isolados** mostram o des-

locamento lateral do curso durante o processo de entalhe, típico nos rios meandранtes.

A composição sedimentar básica dos terraços compreende a associação de camadas de cascalho e depósitos arenosos. Os cascalheiros constituem a estrutura fundamental de muitos terraços, ocorrendo, em alguns, como camada delgada, e noutros como seqüências espessas.

O estudo dos terraços tem como objetivo a interpretação geológica de uma região. A origem dos terraços é explicada por duas linhas básicas e distintas de conceituação: a tectônica e a climática.

A literatura clássica, geralmente relaciona a origem dos terraços às mudanças tectônicas, ou seja, devida à alteração no nível de base causada pelo levantamento ou basculamento da região.

Na outra linha, os fatores climáticos são considerados condicionantes das mudanças que afetam a hidrodinâmica do sistema fluvial, influenciando na descarga líquida ou na carga sedimentar do rio. As mudanças tectônicas é atribuído o papel secundário de acentuar, com o tempo, as diferenças de nível entre os vários terraços.

Bigarella & Mousinho (1965b) discordam da referência de Leopold et al. (1964) de que são forças tectônicas que provocam mudanças no gradiente, colocando os divisores de água em meio climático diferente, modificando as formas das vertentes e o fornecimento de sedimentos para o rio. Os primeiros autores argumentam que os movimentos tectônicos são extremamente lentos e um longo período de tempo seria necessário para causar uma notável mudança de altitude do relevo e das condições hidrográficas dentro das bacias brasileiras.

Considerando a estabilidade crustal do escudo brasileiro durante o Quaternário, os mesmos autores, reforçam que os terraços são relativamente recentes o que inviabiliza a possibilidade de terem sido originados por movimentos epirogênicos positivos. Os terraços, em muitos lugares, são relacionados à mais recente e mais acentuada mudança climática, quando houve a passagem de um período glacial para interglacial.

Bigarella & Becker (1975) também discordam dos autores que interpretam a ocorrência extensiva de terraços de cascalho como exclusivamente de origem tectônica. De acordo com os referidos autores, os movimentos tectônicos, por si só, não são os úni-

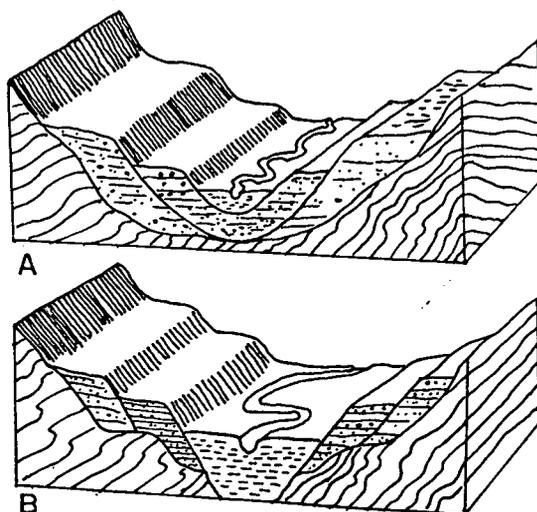


Fig. 8.31 - Tipos de terraços fluviais dependentes da forma de abandono da planície de inundação inicial. A - terraços embutidos; B - terraços encaixados (Baseado em Christofretti, 1974, in: Suguio & Bigarella).

cos responsáveis pela formação de terraços e pela natureza dos depósitos. A formação dos terraços e seus depósitos, mesmo durante os movimentos tectônicos, depende de condições climáticas e hidrológicas apropriadas. "O escalonamento dos diferentes níveis de terraços pode ser completamente independente dos movimentos tectônicos, sendo somente devido a variações no regime e na intensidade das condições hidrológicas".

Neste trabalho, a interpretação dos depósitos fluviais será feita com base no referencial teórico elaborado por Bigarella & Mousinho (1965b), após exaustiva revisão bibliográfica internacional e nacional e de trabalhos de campo em diversas regiões do Brasil.

No Quaternário ocorreram múltiplas e profundas mudanças climáticas que resultaram em alteração no revestimento vegetal e na distribuição das chuvas, influenciando decisivamente nas mudanças das condições hidrodinâmicas do sistema fluvial (Bigarella & Becker 1975).

O perfil longitudinal dos rios é mantido, quando existe equilíbrio entre entrada e saída dos sedimentos. Este equilíbrio é função da relação entre carga e descarga, bem como das características do escoamento superficial, vegetação e solos.

O entulhamento rápido de uma bacia de drenagem, assim como a degradação da mesma resultam de mudanças profundas nas condições climáticas que, por sua vez, alteram a dinâmica fluvial.

Nas mudanças climáticas para o semi-árido ou para o clima mais seco, há a diminuição das precipitações e concentração das chuvas. A cobertura vegetal rarefaz-se, permitindo a remoção acelerada do manto de intemperismo das vertentes, resultando num aumento da carga e uma diminuição da descarga e, conseqüentemente, na agradação do fundo do vale.

Na passagem do clima semi-árido para o úmido, concomitantemente com um aumento da descarga ocorre o adensamento da vegetação. Assim, a tendência das vertentes é estabilizar-se, fornecendo quantidade bem menor de detritos. Os cursos de água passam a encaixar-se, sendo a abrasão mecânica do leito facilitada. O fundo do vale anteriormente agradado, sofre erosão até o estabelecimento de um novo equilíbrio.

Para Suguio & Bigarella (1979), diferentes critérios devem ser empregados a fim de melhor correlacionar e precisar a sucessão de terraços de uma região. Citam como os mais importantes os estudos sedimentológicos incluindo a composição do sedimento, a granulometria, a sucessão vertical, a evolução pedogenética, a correlação altimétrica, a datação, etc.

Ainda de acordo com os mesmos autores, o estudo dos terraços permite inferir conclusões relativas aos paleoclimas e condições hidrológicas da bacia de drenagem. Mudanças climáticas profundas causaram modificações extremas no regime das correntes. Tais mudanças foram cíclicas incluindo:

1- fases de agradação num sistema fluvial anastomosado, sob condições climáticas do tipo semi-árido;

2- fases de erosão dissecando o terreno e removendo grande quantidade de material previamente depositado, bem como aprofundando o fundo do vale;

3- fases de desenvolvimento de planícies de inundação sob condições de clima úmido.

### 8.3.5.3 - Planície de inundação

A planície de inundação (**flood plain**) ou várzea é a capa detrítica que recobre o plaino aluvial, permanecendo coberta pelas águas nas épocas de enchente. O plaino aluvial é a área baixa e plana que bordeja o canal fluvial entre as paredes do vale (AGI, 1983). Segundo Thornbury (1958) o plaino aluvial (**valley flat**) é a forma fundamental produzida pela erosão lateral dos rios.

No início de sua formação, a planície de inundação constitui-se apenas num fino recobrimento detrítico sobre o embasamento rochoso truncado. Entretanto, a tendência da cobertura de elúvio é se expandir, o que ocorre durante as cheias apesar de haver escavação e preenchimento (**scour and fill**). Normalmente quando o rio atinge o equilíbrio, a espessura do alúvio já é grande, não aflorando mais o substrato rochoso (Bigarella & Mou-sinho, 1965b).

A planície de inundação quase sempre possui a forma alongada. Sua largura depende do tamanho do rio, da ordem relativa de encaixamento e da resistência das rochas das paredes do vale. Onde o vale se estrangula, as planícies de inundação são mais estreitas. Também seu gradiente torna-se mais íngreme onde o rio tem um perfil longitudinal mais acentuado (Leopold et al., 1964). Bauling (1954) menciona que um leito aluvial muito largo implicaria num aluvionamento espesso. Adverte também que um rio carregado de detritos, não podendo rebaixar seu perfil, é capaz de erosão lateral atacando a margem e deixando um leito coberto por um lençol aluvial.

Via de regra, as planícies de inundação situam-se no curso inferior dos rios meandrantés, mas há exemplos da sua intercalação até no curso superior de muitos rios. Desenvolve-se, na planície de inundação, vegetação abundante, comumente brejosa. Os brejos originam-se de poças remanescentes de águas de cheias. As lagoas porventura existentes são geradas, igualmente, pelas águas das enchentes e nelas se acumulam muitos detritos vegetais e lama. Encontram-se, amiúde, arcos de membros isolados por motivo de mudança de trajeto do rio ou do assoreamento acelerado (**cut-off channels**). Esses arcos, chamados de braços mortos, transformam-se, inicialmente em lagos (**oxbows**), sendo posteriormente colmatados (Mendes, 1984).

Níveis mais baixos existentes no plaino aluvial representam antigos depósitos de enchente, sendo designados como terraços de várzea. O material colúvio-aluvionar, formando rampas

colúvio-aluvionares, pode encobrir total ou parcialmente esses níveis. Nos vales onde as rampas mais recentes estão pouco desenvolvidas, os terraços de várzea estão melhor preservados. Contudo, este fato não exclui que em subsuperfície ocorram camadas colúvio-aluvionares interdigitadas com sedimentos fluviais (Suguo & Bigarella, 1979).

Thornbury (1958) e Leopold et al. (1964) entre outros atribuem aos níveis de terraços de várzea uma origem, sobretudo, tectônica.

Para Thornbury (1958), as planícies de inundação dos grandes rios com espesso enchimento aluvial sobre o embasamento rochoso, só poderiam ter sido preenchidas após abertos largos vales por erosão lateral. Embora admita a importância das variações climáticas na explicação das mudanças do regime hidrológico, não dá ênfase ao clima para a interpretação dos fenômenos acima referidos.

Segundo Leopold et al. (1964) a formação da planície de inundação está associada a um clima particular ou regime hidrológico da bacia de drenagem. Em condições de equilíbrio, a entrada e saída de sedimentos da planície de inundação são equivalentes. O rompimento do equilíbrio que conduz à agradação ou degradação da planície de inundação seria motivado por mudanças tectônicas ou no regime hidrológico (incluindo mudanças no suprimento de água e sedimentos). O mesmo autor argumenta que quando há um levantamento crustal, segue-se a degradação. Entretanto a ordem de encaixamento é, em geral, suficientemente lenta para permitir o movimento do canal e a formação da planície de inundação.

De acordo com Bigarella & Mousinho (1965b) na formação de um plano aluvial, os processos envolvidos na deposição do cascalho basal são diferentes daqueles relativos ao enchimento do vale, que originam a planície de inundação. Ambas as formas não são contemporâneas.

Os depósitos das planícies de inundação propriamente ditos representam sedimentação vigente em clima úmido; já na porção basal, a deposição de cascalho e areia dos canais anastomosados ocorreu durante o clima seco com chuvas concentradas (Bigarella & Mousinho, 1965b).

Suguo & Bigarella (1979), enfatizando a importância das variações climáticas, referem que os depósitos de planície de inundação permitem reconhecer as várias fases climáticas envolvidas nos processos de deposição e erosão que originaram os terraços (antigas planícies de inundação).

Bigarella & Mousinho (1965b), a partir de estudos realizados em planícies de inundação, elaboraram uma síntese da seqüência de eventos deposicionais:

1 - Elaboração do assoalho (plano aluvial) da planície de inundação sob condições climáticas rigorosas.

2 - Deposição de cascalho contemporaneamente à degradação do fundo do vale (clima semi-árido).

3 - Instalação de canais anastomosados e deposição de sedimentos arenosos. Drenagem intermitente sob condições climáticas rigorosas ainda não precisadas, porém de clima seco.

4 - Encaixamento da drenagem erodindo parte dos depósitos de canais anastomosados depositados pelo rio intermitente.

5 - Preenchimento com sedimentos finos siltico-argilosos depositados durante as inundações e sedimentos arenosos depositados no canal, sob condições de clima úmido, entretanto um pouco diferente da atual.

6 - Colúviação em várias fases, a partir da época da deposição das areias dos canais anastomosados.

O preenchimento do plano aluvial é realizado, muitas vezes, por uma sucessão sedimentar de origem diversa, composta por depósitos de canais anastomosados e uma seqüência rítmica de lobos colúvio-aluvionares, os quais encontram-se interdigitados com depósitos típicos das inundações (Bigarella & Mousinho, 1965b).

Para Leopold et al. (1964), a elevação progressiva da planície de inundação é limitada seja pela migração lateral contínua do canal, que remove parte do material depositado anteriormente, seja pela deficiência de sedimentos nas enchentes.

Bigarella & Mousinho (1965b) advertem para a relativa complexidade dos aspectos erosivos e deposicionais nos leitos fluviais. Os fatores hidráulicos variam em resposta às mudanças de carga detrítica, que é o fator independente. Como processos responsáveis pela formação das planícies de inundação são citados: a) deposição lateral do canal nas partes convexas (barra de meandro); b) deposição nas enchentes por sobre os diques naturais; c) colúviação.

Na formação da planície de inundação a proporção entre os processos depende das características das enchentes, além da disponibilidade e do diâmetro dos detritos. Leopold et al. mencionam que em muitas planícies de inundações a acreção lateral contribui com 60 a 80% dos sedimentos. Lattman (1960) tendo como exemplo um pequeno rio da Pensilvânia refere que a maior parte dos sedimentos procedia da acreção lateral e um quinto era de colúvio das vertentes do vale. De acordo com Leopold et al. (1964) parte das planícies de inundação está sujeita à deposição de colúvio que resulta do escoamento superficial e dos movimentos de massa locais. No preenchimento do vale, o colúvio pode ocorrer interdigitado com o alúvio da degradação fluvial ou até como material predominante.

Segundo Suguio & Bigarella (1979): "O modelado e a dissecação de pequena amplitude responsáveis pela formação dos terraços mais baixos do plano aluvial, correspondendo aos terraços de várzea, estão diretamente ligados a pequenas modificações nas características hidrológicas dos cursos d'água. Nestas condições, formou-se uma série de terraços embutidos, todos caracterizados como terraços de preenchimento. O caráter recente e fraco desnivelamento entre eles dá origem a uma série de problemas. Em primeiro lugar, a seqüência dos baixos níveis não é encon-

trada em todos os vales. O esquema é bastante complexo em vales de número de ordem elevado, enquanto que ao longo das principais calhas de drenagem a seqüência de níveis torna-se imperceptível, com o aluvionamento intensivo das várzeas atuais. Nos pequenos afluentes, onde o aluvionamento torna-se menos espesso face ao gradiente relativamente mais elevado e características mais torrenciais a preservação e o soterramento das formas são dificultados. Por outro lado, ligando-se tais formas e pequenas flutuações nos processos da dinâmica fluvial e, portanto, essencialmente avaliações da relação entre carga e descarga, torna-se bem possível e mesmo provável, que não tenha havido perfeita homogeneidade da evolução de toda uma vasta área geográfica".

Em um estudo de pequena escala no tempo, há que se considerar, além das variações das condições meteorológicas locais de cada área, também o desmatamento de origem antrópica que tem criado condições que imitam aquelas vigentes em clima semi-árido ou mais seco. Condições dessa natureza dão origem a formação de terraços "antrópicos".

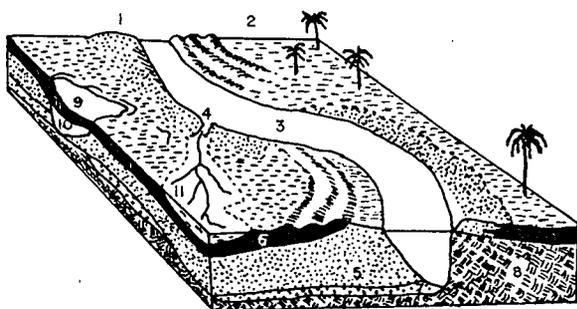
### 8.3.6 - Processos sedimentares fluviais

A compreensão dos processos sedimentares, que atuam dentro e fora de um canal fluvial, permite o reconhecimento das fácies específicas e, por conseguinte, do tipo particular de canal ou de qualquer outra feição pertinente.

As formas topográficas, de acordo com o modo de formação e a natureza dos depósitos, classificam-se em dois tipos fundamentais: um ligado à **acrecção lateral**, e outro à **acrecção vertical** (Allen, 1965).

A **acrecção lateral** da carga do leito é responsável pela formação das barras de meandro, das barras de canais e das ilhas aluviais.

A **acrecção vertical** ocorre devido à carga suspensa durante as cheias, quando as águas transpõem os diques marginais. Da **acrecção vertical** resultam os depósitos dos diques marginais, as crevassas e as bacias de inundação (fig. 8.32).



- 1 - depósito de dique marginal
- 2 - depósito de depressões
- 3 - canal fluvial
- 4 - depósito de rompimento de dique marginal (crevassa)
- 5 - depósito de barra de meandro
- 6 - depósito de planície de inundação
- 7 - depósito residual de canal
- 8 - rochas pré-existentes
- 9 - curva de meandro abandonado
- 10 - depósito de preenchimento de canal
- 11 - depósito de rompimento de dique

Fig. 8.32 - Processos sedimentares e fácies fluviais (modificado de Allen, 1964, in: Sugito & Bigarella, 1979).

Os canais são preenchidos, em geral, por processos mistos de **acrecção lateral** e **acrecção vertical**, embora os

depósitos possam ser constituídos de sedimentos de um só tipo de carga.

Na planície de inundação são comuns os depósitos de acreção lateral. Algumas não apresentam aspectos de acreção vertical, enquanto outras possuem canais com diques marginais, depósitos de espargimento de crevassa (rompimento de diques marginais) e, de bacias de inundação bem desenvolvidos.

A significativa ocorrência de acreção vertical, depende provavelmente, tanto de fatores inerentes ao regime da corrente, como de fatores externos (Allen, 1965). Os principais fatores internos estão relacionados com: a) o tamanho do grão da carga em suspensão e da carga total; b) a velocidade do fluxo sobre os bancos e; c) a taxa de migração dos canais. Os fatores externos dependem das mudanças do nível de base da corrente ou das mudanças devidas à subsidência ou soerguimento do terreno (Allen, 1965).

A configuração da planície fluvial está intimamente relacionada ao tamanho da carga da corrente. Nos rios anastomosados as correntes anastomosadas, com carga grosseira e gradiente relativamente elevado, há uma rápida movimentação dos canais entrelaçados no plano aluvial. Nestas condições é mantido um relevo baixo que minimiza a extensão dos depósitos das cheias (Allen, 1965).

Nos rios meandantes com canais de sinuosidade relativamente baixa, as águas das cheias movem-se livremente sobre os planos aluviais, dando origem às planícies de inundação planas. O aumento da sinuosidade da corrente ocorre quando o tamanho da carga diminui (Schumm, 1960, 1961 e 1963). Aumentando a sinuosidade, aumenta a estabilização dos cinturões de meandros com a formação de tampões de argila (Suguo & Bigarella, 1979).

#### 8.3.6.1 - Formação de barras de meandros

O desenvolvimento de meandros ocorre em rios com declive baixo a moderado e alta relação entre carga suspensa e carga de fundo, dando origem a rios altamente sinuosos.

As barras de meandro formam-se em cada curva de meandro ativo ou cortado, grosseiramente concordantes com a curva do canal. Um cordão de barra se constitui de material do leito erodido no ponto de encontro com o banco convexo do canal. As cristas das barras podem situar-se acima da posição dos diques marginais (Fisk, 1947). Nas áreas mais baixas, entre os cordões de barra, formam-se banhados, poças ou braços rasos da corrente.

Em canais curvos, o fluxo da água é tridimensional, envolvendo componentes transversais. Segundo Bagnold (1960), o fluxo transversal é inevitável, uma vez que as paredes do canal exercem uma fricção de "arraste" no fluxo tangencial. A aceleração radial dá origem a excesso de pressão sobre o banco externo, onde se processa a erosão, e um déficit de pressão na margem, interna, onde ocorre a sedimentação.

O padrão de fluxo num canal meandrante está relacionado com a formação das barras de meandro. Estas constituem os depósitos da porção interna do canal meandrante enquanto que a porção externa do mesmo constitui área de erosão. A sedimentação se processa devido ao cruzamento e o declínio da velocidade de fluxo, ao passar da margem côncava para a margem convexa oposta.

Na margem côncava ocorre a erosão do material, que tende a ser depositado na próxima margem convexa da curva seguinte, a jusante, e não na margem oposta. Neste processo formam-se a fácies designada por **barra em pontal** ou **barra de meandro** (**point bar**).

Em virtude da contínua erosão do banco côncavo e sedimentação no banco convexo, o canal está sempre migrando lateralmente resultando numa deposição por acreção lateral. Os depósitos individuais de barras de pontal medem entre 1 a 3 m de espessura nos rios pequenos e 10 a 15 m nos maiores.

Estas barras assumem importância porque dentro de todo o sistema representam o maior volume de sedimentos depositados numa determinada unidade de tempo. Sob o aspecto litológico, são constituídas de areias e grânulos de tamanhos tão variáveis quanto a disponibilidade da carga do rio. O lado externo do mesmo constitui uma área de erosão. Um arco de meandro engloba geralmente uma associação de muitas barras de meandro.

São encontradas sempre sobre os depósitos residuais de canais, que são formados por clastos grosseiros, de modo que as barras sempre terão uma constituição imediatamente menos grosseira e predominantemente arenosa resultando numa seqüência granodrecrescente. As estratificações cruzadas e acanaladas são comumente encontradas na porção inferior das barras, enquanto que nas porções superiores ocorrem marcas onduladas, laminações plano-paralela e camadas maciças.

#### 8.3.6.2 - Barras laterais

Ocorrem freqüentemente em canais de baixa sinuosidade, ocupando 50% do mesmo, porém sempre ligadas a uma das margens alternadamente. Elas correspondem às barras de meandro das correntes meandrantas. A geometria destas é tridimensional. As mesmas dispõem-se alternadamente de cada lado do canal.

As faces de montante apresentam formas suaves, freqüentemente cobertas por macro-ondulações, enquanto que as de jusante possuem pendente de avalanche. Migram para jusante em consequência da contínua deposição à frente e também lateralmente.

São constituídas principalmente de areias médias a grosseiras e em alguns casos com ruditos no topo. As estruturas mais comuns são a estratificação plano-paralela (de alta e baixa velocidade) e a estratificação cruzada (Popp, 1987).

### 8.3.6.3 - Transbordamento

O transbordamento acarreta uma acumulação por acreção vertical.

Nas fácies de transbordamento, à medida que o rio aumenta seu nível por ocasião das cheias, parte de sua carga suspenso, mais grosseira, deposita-se nas margens onde ocorre uma diminuição da velocidade do fluxo, formando os depósitos de diques naturais (**natural levees**) que flanqueiam os canais. Durante as cheias, as águas ultrapassam os diques, invadindo as planícies da bacia, onde se processará a decantação do material fino em suspensão. Esse material é espalhado pela planície de inundação, originando os **depósitos de planície de inundação ou de várzea (Flood plain deposits)**. O material mais grosseiro sedimenta-se sobre o dique marginal ou junto à crevassa.

As bacias de inundação constituem depressões, normalmente, do sistema mais antigo e de meandros abandonados. Estas, às vezes são preenchidas com água, outras vezes são pantanosas. Os pântanos formam áreas de drenagem pobre, situadas junto, ou entre canais ativos ou abandonados de um cinturão de meandros. Os feixes de meandro encontram-se um pouco mais elevados em relação às bacias de inundação.

### 8.3.6.4 - Rompimento de diques naturais

Os diques naturais, são encontrados margeando os canais. Esses durante as cheias podem ser rompidos em alguns pontos, ocasionando o vazamento do rio naqueles locais, levando juntamente parte da carga de fundo, produzindo um depósito em forma de leque ou cunha conhecido como **depósito de rompimento de dique ou de espargimento de crevassa (crevasse splay deposit)**. Para esses depósitos contribuem, normalmente, os sedimentos mais grosseiros depositados fora do canal - a granulação dos diques naturais é mais fina do que aquela correspondente às barras de meandro. Entre as estruturas encontradas estão as estratificações cruzadas, estratificações plano-paralelas em sedimentos siltico-argilosos, que se alternam de forma rítmica. Ocorrem ainda marcas de ondas assimétricas e linguóides.

Fácies de rompimento de diques marginais - são em geral mais grosseiras que os depósitos de diques marginais. Com o rompimento, parte da carga de fundo espalha-se sobre a planície aluvial, cortando os diques naturais constituindo canais de material mais grosseiro (arenoso), cortando os mais finos (diques e depósitos de planície de inundação). As estruturas sedimentares mais frequentes são: laminação plano-paralela e cruzada e laminação ondulada. A granulação diminui do canal em direção à planície.

Suguo & Bigarella (1979) salientam que, se o rompimento do dique se verificar do lado externo de um meandro, o volume de água que sai do canal é muito grande, mas a perda de sedimento será relativamente pequena, em virtude da menor disponibilidade de carga de fundo. Assim, concluem que os depósitos de rompimento de diques da margem côncava serão insignificantes, quando comparados com os da margem convexa, onde a carga de fundo es-

tá concentrada.

### 8.3.6.5 - Abandono e preenchimento de canal

O curso do rio pode mudar gradualmente devido ao crescimento de meandros e o desenvolvimento dos anastomosamentos. Pode ocorrer o abandono temporário ou permanente do canal tanto em escala regional como local (fig. 8.33). O abandono local processa-se através de atalhos (**cut-off**) que se desenvolvem de duas maneiras diferentes (Fisk, 1947): **atalhos de corredeira** (**chute cut-off**) e **atalhos em colo** (**neck cut-off**). O fenômeno de abandono regional é designado por avulsão.

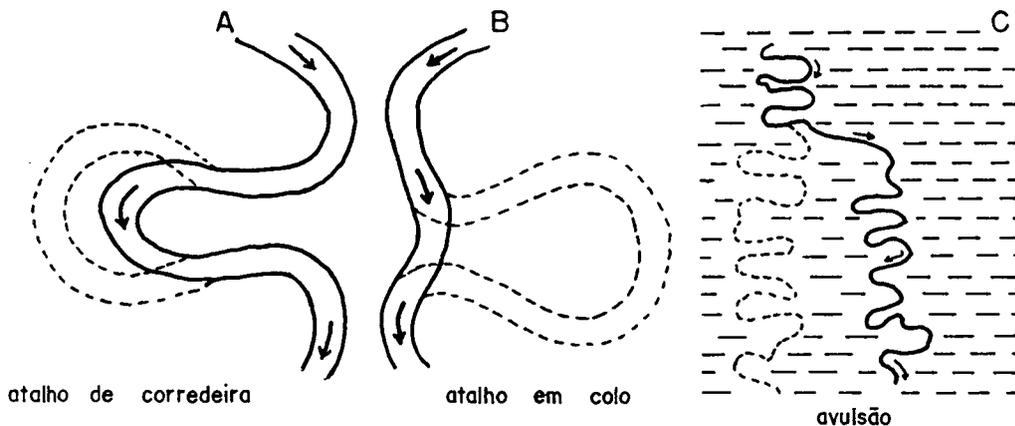


Fig. 8.33 - Diferentes tipos de abandono de canal (segundo Allen, 1965, in: Suguro & Bigarella, 1973).

O atalhamento ocorre em rios meandrantos toda vez que a corrente pode encurtar seu curso, aumentando assim, seu gradiente. Quando um novo canal é cortado por entre as barras de meandro, aproveitando a depressão pantanosa, desenvolve-se o atalho de corredeira. O novo canal é gradualmente alargado enquanto o velho é entupido pelos sedimentos em suspensão durante as enchentes. O arco de meandro é isolado do novo curso por um tampão constituído de sedimentos da carga de fundo.

Os atalhos em colo ocorrem quando há um corte através de estreito pescoço entre duas curvas de meandro que se aproximam. O canal abandonado tem suas extremidades entupidas, formando um lago em forma de "chifre de boi". Durante as cheias este lago é progressivamente preenchido pelos sedimentos em suspensão, resultando na formação dos arcos de meandros característicos da planície de inundação.

Outro fenômeno é a avulsão, também muito comum em rios meandrantos. Ocorre quando o rio se move ao longo de um novo curso em um nível mais baixo da planície de inundação, abandonando bruscamente parte do conjunto de meandros.

A elevação local da planície de inundação é originada pela combinação da atividade de uma corrente limitada dentro do cinturão de meandro, com a deposição, formando o cordão aluvial (Fisk, 1947). A possibilidade de rompimento deste aumenta com o incremento de sua altura. Seu rompimento resulta na mudança definitiva do curso para fora do cordão aluvial original, que se

estabelece dentro de bacias marginais adjacentes, onde um novo cinturão de meandros é formado (fig. 8.33).

As formas de canal abandonado são tamponadas pela areia da carga de fundo, a montante do ponto de desvio, que é aí depositada sob a forma de um "tampão" arenoso. Com o decorrer do tempo, o lago formado pela parte remanescente do canal abandonado é preenchido por sedimentos argilosos provenientes da carga em suspensão. Estes depósitos são freqüentemente ricos em matéria orgânica carbonosa de origem vegetal.

#### 8.3.6.6 - Formação de barras de corredeiras

As barras de corredeira são características dos sistemas fluviais meandrantas, ricos em carga de fundo. Formam-se durante as enchentes pelo transporte de boa parte da carga de fundo, através de um atalho sobre as barras de meandro anteriormente formadas.

O fluxo atravessa rapidamente a corredeira em condições de regime de fluxo superior. Espraia-se no fim do canal, onde, perdendo a sua competência, deposita a carga mais grosseira sobre a barra de meandro parcialmente erodida.

#### 8.3.6.7 - Anastomosamento fluvial

O anastomosamento fluvial ocorre em rios ricos em carga de fundo, alto declive e descargas "instantâneas". Inicia-se num trecho originalmente não anastomosado, com a deposição de uma pequena barra submersa de material grosseiro durante a enchente. Esta cresce aproximadamente ao nível da planície de inundação, desenvolvendo-se com sua extensão maior para a jusante, onde o aumento de profundidade e o decréscimo de velocidade, contribuem para a sedimentação. O crescimento lateral e longitudinal da barra reduz a largura dos canais tornando-os instáveis e lateralmente erodíveis (Allen, 1965).

O aumento da profundidade dos canais permite à barra emergir como ilha aluvial, a qual torna-se estabilizada pela vegetação. Este processo, repetindo-se nos trechos divididos pode originar um canal anastomosado marcado por numerosas ilhas em seção transversal (Allen, 1965).

As barras, nos canais anastomosados são de dois tipos: longitudinais e transversais. As barras longitudinais são formadas quando a corrente é incapaz de transportar sua carga mais grosseira, depositando-a dentro do canal. Forma-se um banco submerso, que adquire expressão à medida que se aproxima da superfície da água. Este passa a constituir um obstáculo no leito, propiciando a acumulação de sedimentos mais finos a jusante. O seu incremento promove o desvio das linhas de fluxo para as duas margens do canal, que assim passam a sofrer erosão (Suguio & Bigarella, 1979).

As barras transversais desenvolvem-se pelo movimento de ondas de areia, geralmente orientadas perpendicularmente à dire-

ção do fluxo. O volume das barras transversais está diretamente relacionada com a profundidade da água, quantidade de carga e velocidade da corrente (Suguio & Bigarella, 1979).

De acordo com Smith (1970) as barras longitudinais são melhor desenvolvidas em sedimentos mais grosseiros, ao passo que, as barras transversais são tipicamente constituídas por partículas do tamanho de areia. Assim, nas cabeceiras, o padrão anastomosado é conferido, principalmente, pelo desenvolvimento de barras longitudinais; no baixo curso desses sistemas, esse padrão é consequência do maior desenvolvimento de barras transversais.

### **8.3.7 - Sedimentos de origem fluvial**

De acordo com Suguio & Bigarella (1979), os depósitos fluviais podem, grosso modo, ser reunidos em três grandes grupos:

- 1) os depósitos de canal - formados pela atividade do canal, compreendendo os depósitos residuais e aqueles das barras de meandro, barras de canais e dos preenchimentos de canais;
- 2) os depósitos dos bancos, incluindo aqueles dos diques naturais e os dos rompimentos de diques e;
- 3) os depósitos das bacias de inundação.

Os sedimentos fluviais compreendem diversos tipos de depósitos que diferem, principalmente, na textura e nos tipos de estruturas sedimentares. O clima e a tectônica são considerados os principais fatores que controlam os comportamentos dos rios e que regem todos os aspectos da sedimentação fluvial, embora a influência desses fatores seja evidente somente em termos globais.

Os detalhes de estratificação comumente refletem uma resposta ao regime fluvial resultante das mudanças climáticas e conseqüentes implicações na hidrodinâmica fluvial, principalmente às relacionadas às mudanças de geometria do canal: gradiente, largura, profundidade e padrão.

Os depósitos de origem fluvial são distinguidos em dois conjuntos básicos: **sedimentos de vales aluviais** e **sedimentos de leques aluviais**.

#### **8.3.7.1 - Sedimentos de vales aluviais**

Os vales fluviais são as principais vias por onde se deslocam os sedimentos a partir de suas fontes clásticas em direção aos oceanos. No percurso os sedimentos podem ser temporariamente "armazenados" em camadas das planícies de inundação ou nos canais. Caso ocorra uma mudança climática ou algum fenômeno tectônico, o vale pode ser preenchido, ficando os sedimentos depositados, preservados no registro geológico.

Os sedimentos fluviais podem ser classificados em relação aos seus ambientes e subambientes deposicionais.

### 8.3.7.1.1 - Depósitos de canal

Formados por processos sedimentares atuantes dentro do canal, são constituídos pelos sedimentos mais grosseiros do sistema fluvial, isto é, areias e seixos da carga de fundo.

#### A - Depósitos residuais de canal

Os depósitos residuais de canal (**channel lag deposits**), formam-se com freqüência em ambientes submetidos a regime de fluxo superior.

Em rio de canal meandrante, esse tipo de depósito é constituído por sedimentos grosseiros, conglomeráticos, selecionados e deixados como acumulação residual nas partes mais profundas dos leitos. Normalmente a forma destes depósitos é lenticular e, quando constituídos de cascalhos, formam os conglomerados basais das seqüências fluviais antigas. Na ausência de cascalho, durante as cheias, o leito do canal pode ser escavado e preenchido por ondas de areias migrantes.

Em rios retilíneos, devido à ausência de processos sedimentares geradores de outros tipos de barras, a deposição da carga de fundo fica restrita ao leito do canal. Tais depósitos são constituídos predominantemente por areias ricas em estratificação cruzada acanalada de escala moderada a grande.

Os depósitos residuais acumulam-se em manchas descontínuas de pequena espessura que podem ser cobertas por sedimentos mais finos e então preservadas. Estes situam-se na parte mais profunda do canal ou de uma seqüência de sedimentos de barra de meandro.

Canais previamente estabelecidos podem ser aprofundados por descargas elevadas ou pela facilidade de erosão do leito (Sykes, 1937). A erosão pode estender-se sobre amplas escalas, desde o aprofundamento de uma seção inteira até as pequenas estruturas de varrimento. Muitos "varrimentos" (**scour**) tomam a forma de "canais em canais". De acordo com NEDECO (1959) e Leopold & Wolman (1960) os altos estágios fluviais comumente causam o varrimento do fundo nos "poços" (**pool**) e a sedimentação nas "corredeiras" (**rifle**). Já os baixos estágios, ao contrário, causam a sedimentação nos "poços" e erosão nas "corredeiras".

São encontrados no leito de muitos rios que correm em terrenos acidentados depósitos rudáceos constituídos por seixos, blocos e até matacões. Neste caso, o material mais grosseiro não constitui propriamente a carga do rio. Este é proveniente do manto do intemperismo, transportado por processos de movimento de massa, das vertentes para o fundo do vale. Este material pode ser facilmente transportado pelas torrentes de lama. Entretanto a ação fluvial dificilmente consegue transportá-lo, mesmo nas maiores enxurradas. Somente o material mais fino é passível de transporte regular. Dessa forma, os detritos finos do manto coluvial são eliminados, permanecendo no leito do rio um depósito residual extremamente grosseiro.

Depósitos dessa natureza foram amplamente verificados na área de estudo, representando remanescentes de condições climáticas diferentes das atuais e regime hidrológico do tipo semi-árido ou mais seco, com chuvas concentradas. Na área, além da presença de matacões de dimensão e quantidade consideráveis, foram arrastados inúmeros troncos de árvores, que se encontram atualmente incorporados aos depósitos, testemunhando as ocorrências de movimentos de massa (figs. 10.30 e 10.31).

O deslocamento dos seixos no leito do rio de menor gradiente, ocorre durante as cheias por rolamento, com o eixo maior perpendicular ao fluxo. Quando o fluxo diminui rapidamente de velocidade, o seixo que vinha sendo transportado por rolamento, estaciona mantendo seu eixo perpendicular à corrente (Bigarella & Becker, 1975; Becker, 1976). Nas águas baixas foi verificada uma tendência dos seixos para imbricação, inclinando seu eixo longo para montante. Nos rios de maior gradiente o deslocamento dos seixos é mais efetivo realizando-se, muitas vezes, de forma mais contínua.

### B - Depósitos de barras de meandro

As barras de meandro (**point bars**) são, normalmente, constituídas de sedimentos arenosos, siltico-argilosos ou conglomeráticos, com proporções menores de seixos em relação aos depósitos residuais de canal. Estes depósitos apresentam-se pobremente ou mais ou menos selecionados granulometricamente.

Os depósitos de barras de meandro jazem sobre depósitos residuais de canal. A barra é composta por unidades litológicas cuja espessura individual representa uma fração de sua altura vertical, medida entre o leito do canal e o topo da ondulação. Uma seqüência de barras corresponde a uma série de camadas concordantes inclinadas em direção ao canal, cuja inclinação aumenta em direção ao centro deste. Seqüências de barras de meandro têm espessura total equivalente à profundidade do canal, variando entre 5 a 20 m, podendo localmente atingir 30 m (Suguio & Bigarella, 1979).

As barras de meandro apresentam grande complexidade estrutural e várias seqüências entrecruzadas, em virtude da ação divergente do canal fluvial (fig. 8.34).

A composição e o tamanho do grão dos sedimentos deste tipo de depósito, dependem do tamanho do material disponível. Se este for composto de ampla gama de tamanhos de grãos, a granulometria da barra decresce seção acima. As barras de meandro são caracterizadas por seqüência vertical de **decréscimo ascendente (fining upward)** da granulometria. Este, também designado de estratificação gradacional, ocorre



Fig. 8.34 - Barras de meandro. Planície de inundação do Rio da Madre (adaptado de Doubek, inédito).

em virtude de um equivalente decréscimo da competência da corrente.

A presença de camada de sedimentos finos siltico-argilosos (lama), marca o topo de uma seqüência geneticamente relacionada (Reineck & Singh, 1973). Essas formam uma fina cobertura. Quando o rio transporta cascalho e areias, a sucessão sedimentar compreende: cascalho, areia grosseira e areia fina e silte no topo. Quando o transporte envolve somente material fino, a sucessão compreende areia fina próximo ao fundo e lama e sedimentos argilosos próximo ao topo. No registro estratigráfico, a parte superior finamente granulada pode ser erodida antes da deposição da seqüência seguinte, de forma que, apenas seqüências incompletas são preservadas (Reineck & Singh, 1973).

Nas barras de meandro, depósitos arenosos com estratificação e laminação cruzadas são predominantes. A maior parte destes foi sedimentada durante as cheias e, principalmente, nas vazantes.

"A deposição lateral constrói o banco interno do canal para contrabalançar as perdas do banco externo. Devido à migração do canal, o talvegue estende lateralmente uma superfície de erosão sobre a qual são depositados os sedimentos do banco interno. Durante a deposição da barra de meandro, de acordo com os esforços tangenciais sobre o fundo, são originadas macro-ondulações, micro-ondulações, camadas planas e mesmo antidunas, dependendo da potência do fluxo e da granulometria da carga" (Suguio & Bigarella, 1979).

A deposição lateral nos canais meandrantés é ainda pouco conhecida. Considerando-se um modelo quantitativo, ainda que este não seja inteiramente satisfatório, pode-se compará-lo com os membros grosseiros dos ciclos fluviais, cuja granulação diminui para cima, conhecido das rochas devonianas da Europa e América do Norte (Allen, 1963a, b, c; Allen 1964a, b; Allen 1965; Allen & Friend, 1968; Moody-Stuart, 1966).

Estes membros grosseiros foram considerados como depositados pelo processo de acreção lateral, sendo constituídos no máximo de 4 fácies sedimentares principais: 1) conglomerado intra-formacional; 2) arenito com estratificação cruzada; 3) arenito com camadas plano-paralelas; 4) arenito com micro-laminações e siltito grosseiro. Os arenitos com estratificação cruzada são de granulação média a fina e revelam características de deposição pelas macro-ondulações. Os arenitos com estratificação plana são de granulação fina ou muito fina, sendo concebidos como depósitos formados em regime de fluxo superior. Os arenitos com laminação cruzada mostram textura muito fina. O exame das várias seções possibilita inferir sobre o tipo de sinuosidade do canal (Suguio & Bigarella, 1979).

Os modelos constituem simplificações de situação física natural complexa, que em virtude do grande número de variáveis, exige cuidado nas interpretações, admitindo diversas soluções para o problema. Contudo, algumas generalizações são possíveis no exame do modelo. Todas as variantes do modelo predizem, por exemplo, que a proporção de arenitos planos num membro grosseiro au-

menta com o decréscimo da sinuosidade do canal. Esta é uma constatação importante, uma vez que o grau de sinuosidade aumenta com a distância da área fonte (Allen, 1970).

Quando a estratificação e a laminação cruzadas são as únicas estruturas no membro grosseiro, pode-se inferir que o canal possuía sinuosidade acentuada (meandrante) e, portanto, situado não muito longe do seu nível de base. Um aumento de sedimentos com estratificação cruzada no membro grosseiro indica um aumento da potência da corrente, mas também pode ser devido a um aumento da profundidade do canal ou de sua inclinação, ou ainda de ambos (Allen, 1970).

A composição granulométrica dos depósitos é variada, verificando-se a presença de sedimentos mais finos no topo da seção. As unidades individuais apresentam-se descontínuas e com padrão lenticular. Na parte inferior da seção ocorre, com maior frequência, estratificação cruzada e estruturas de corte e preenchimento. Acima encontra-se uma zona de laminação cruzada, seguida de camadas com estratificação paralela. Os estratos horizontais que, eventualmente, ocorrem entre as macro e micro-ondulações têm sido interpretados como pertencentes ao regime de fluxo superior. Contudo, Reineck & Singh (1973) consideram estes estratos como depositados de "nuvens" de material em suspensão, devido ao decréscimo de turbulência ou flutuações na velocidade da corrente. Os sedimentos, em sua maior parte, seriam depositados durante a última fase de uma cheia, quando as águas estariam baixando e a velocidade e competência do fluxo estariam diminuindo. Estes fatos resultariam na ocasional deposição da areia em suspensão na forma de laminações horizontais (Reineck & Singh, 1973).

Considerando um perfil ideal, o topo das barras de meandro seriam constituídos por camadas silticas e siltico-argilosas. Este, entretanto, nem sempre encontra-se bem desenvolvido. "Algumas vezes as laminações de micro-ondulações ascendentes podem estar presentes junto com a estratificação cruzada de grande porte. As flutuações do regime fluvial produzem aumento e diminuição de energia ambiental tornando a sedimentação complexa" (Suguio & Bigarella, 1979). Uma seqüência ideal com decréscimo ascendente da granulação e das estruturas primárias das barras de meandro encontra-se ilustrada na figura 8.35.

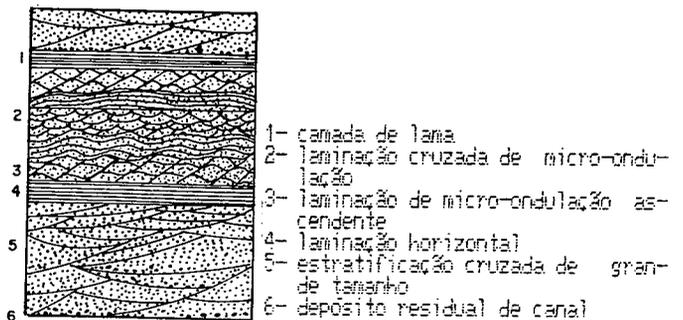


Fig. 8.35 - Decréscimo ascendente de granulação e das estruturas primárias encontradas nas barras de meandro, em condições ideais (baseado em Reineck & Singh, 1973, in: Suguio & Bigarella, 1979).

### C - Depósitos de barras de corredeiras

Depósitos de barras de corredeiras (**chute bar deposits**), estão relacionados com o processo de formação de atalhos de corredeiras e são constituídos por areias provenientes da carga de fundo, depositada sobre a parte basal das barras de meandros. A abundância de camadas com estratificação cruzada de ta-

manho moderado a grande, reflete as condições de regime de fluxo inferior. A corredeira, onde predomina o regime de fluxo superior, é preenchida por depósitos residuais, comumente seixos, intercalados com argilas com estratificação paralela, provenientes da carga suspensa da enchente anterior (fig. 8.36).

O processo de formação das barras de corredeira modifica consideravelmente, por interrupção, a seqüência vertical da barra de meandro. A sedimentação da mesma não se completa, sendo a porção basal grosseira, com acanalamentos e camadas frontais de grande escala, seguida pelos depósitos de barras de corredeira, ricos em estratos frontais de grande tamanho. Assim, não se caracteriza o decréscimo ascendente da textura e diminuição do tamanho das estruturas sedimentares.

Os depósitos de corredeira são desenvolvidos nos sistemas fluviais caracterizados por rios meandrantes ricos em carga de fundo e baixa relação carga suspensa/carga de fundo.

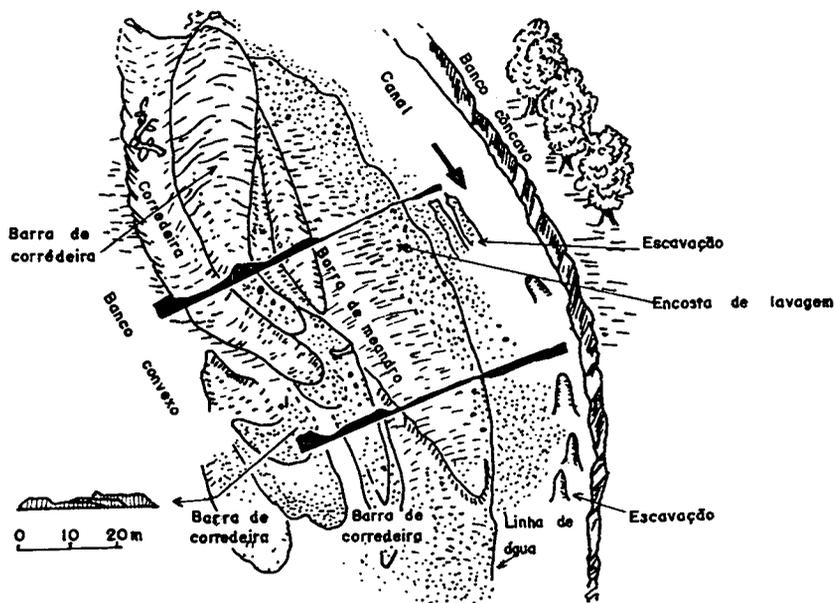


Fig. 8.36 - Associação entre depósitos de barra de meandro e barra de corredeira (segundo McGowen & Garner, 1970, in: Suguio & Bigarella, 1979).

#### D - Depósitos de barras longitudinais e transversais

Em rios anastomosados a carga de fundo é depositada como barras longitudinais e transversais, durante as fases de escoamento rápido. Os sedimentos gradam de areias a seixos finos. A textura é variável, podendo apresentar-se com grãos pobremente selecionados, com areia e silte intersticiais em abundância, até areias bem selecionadas (Doeglas, 1962).

As barras transversais, desenvolvidas pela migração de ondas de areia, são caracterizadas internamente por camadas frontais de diversos tamanhos. Já as barras longitudinais, apresentam internamente estratificação horizontal flanqueada lateralmente e a jusante, por camadas frontais. As estruturas de acanalamentos de pequeno tamanho, que preenchem pequenas cavidades de escavação do leito do rio, não são muito comuns em depósitos de rios anastomosados.

#### E - Barras de canal e depósitos de rios anastomosados

Barras anastomosadas e barras ou ilhas de canais são características dos rios anastomosados. Normalmente, os rios

anastomosados com gradiente elevado apresentam sedimentos grosseiros. O anastomosamento com sedimentos finos pode ocorrer no curso inferior de grandes rios com alta descarga de sedimentos finos (Coleman, 1969).

A deposição nas barras de canal é controlada por processos de acreção lateral e vertical, associados ao corte e abandono de canais (Reineck & Singh, 1973). A inclinação de uma barra de canal é muito mais acentuada para montante do que para a jusante. A migração da barra, corrente abaixo ou lateralmente, ocorre pela deposição de estratos frontais. Sobre estas barras encontram-se diversas formas de leito, entre as quais, as macro-ondulações, que são responsáveis pela migração da mesma para jusante. Nas barras de canal, a deposição principal ocorre durante as cheias.

Dois tipos de barras de canal anastomosado são referidos: 1 - barras de material grosseiro, bem desenvolvidas em rios de gradientes acentuados; 2 - barras de material finamente granulados, desenvolvidas no curso inferior de rios com cargas elevadas de sedimentos e descargas sazonais grandes (Reineck & Singh, 1973).

Doeglas (1962), a partir de estudos realizados nas regiões montanhosas, sobre a formação de barras de canal nos rios Durance e Ardèche, elaborou a seqüência esquemática para depósitos de rio anastomosado (fig. 8.37).

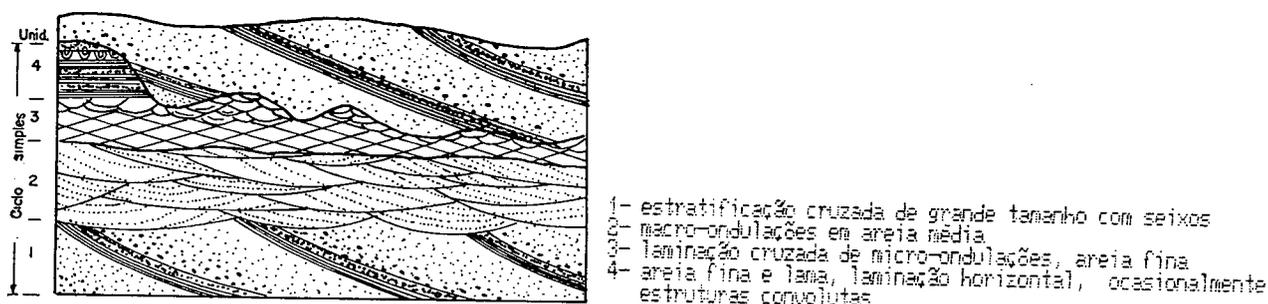


Fig. 8.37 - Seqüência esquemática de um depósito de rio anastomosado (baseado em Doeglas, 1962, in: Suguo & Bigarella, 1979).

Nos canais cortados e isolados depositam-se sedimentos siltico-argilosos e, ocasionalmente, areia fina. Nos canais de regiões montanhosas íngremes predominam os sedimentos grosseiros, embora neles possam ocorrer toda gama de granulação desde seixos até argila.

#### 8.3.7.1.2 - Depósitos de Transbordamento

Desenvolvidos por processos sedimentares atuantes fora dos canais, incluem os sedimentos mais finos do sistema, acumulados por acréscimo vertical.

##### A - Diques naturais

Estes constituem, em seção transversal, cordões sinuosos, grosseiramente triangulares, mais altos perto da margem do

canal, onde formam bancos íngremes, afinando em direção das bacias de inundação.

Os sistemas fluviais de alta relação carga suspensa/carga de fundo favorecem o desenvolvimento dos diques naturais. Estes são melhor desenvolvidos nos bancos côncavos, o que raramente acontece no lado convexo. Nos rios retilíneos são bem desenvolvidos em ambas as margens.

Os diques formam-se quando a corrente transborda sobre os bancos, depositando a fração mais grosseira da carga suspensa (siltes e areias finas). Ao transbordar, a velocidade da corrente diminui, de modo que nem toda carga prévia pode ser transportada. Os sedimentos mais grosseiros depositam-se próximo aos bancos, decrescendo a granulometria e a taxa de deposição em direção à bacia de inundação. A formação dos diques naturais é considerada responsável, em grande parte, pela sobrelevação dos cordões aluviais acima do nível geral da planície de inundação.

As dimensões (extensão, espessura) dos diques naturais estão relacionadas, principalmente, ao tamanho do rio, à granulometria de sua carga e ao volume de descarga durante as enchentes. A quase totalidade dos rios possuem diques marginais, exceto algumas correntes meandrantas.

A granulação dos diques naturais assemelha-se àquela correspondente da parte superior das barras de meandro. O mesmo ocorre com as estruturas sedimentares, verificando-se a presença de estratificação cruzada de micro-ondulações, laminações de micro-ondulação ascendente, acamamento horizontal, camadas de sedimentos siltico-argilosos com laminação paralela e, localmente, estratificação cruzada de macro-ondulações. Depósitos de diques naturais em canais fortemente meandrantas, apresentam geometria extremamente complexa (Suguio & Bigarella, 1979).

Nos diques naturais as camadas arenosas alternam-se com sedimentos siltico-argilosos. Estas unidades apresentam espessuras variáveis. A proporção dos sedimentos siltico-argilosos é maior nos depósitos de diques naturais do que nas barras de meandro. São encontradas, com freqüência, na superfície das camadas, gretas de contração e impressões de gotas de chuva (Reineck & Singh, 1973). Os sedimentos apresentam boa porosidade e permeabilidade, favorecendo as condições oxidantes e o desenvolvimento de cores amarelas e alaranjadas.

A inundação dos diques acontece poucas vezes durante o ano, permitindo o desenvolvimento de uma vegetação abundante. O crescimento desta e a expansão do sistema radicular causam a destruição da maior parte das estruturas sedimentares. Por outro lado, detritos vegetais são incorporados aos sedimentos, verificando-se considerável atividade pedogenética na parte superior dos depósitos. Observa-se, com freqüência, grande variedade de estruturas sedimentares de origem orgânica.

O reconhecimento dos depósitos antigos pode ser auxiliado pela posição dos diques em relação às areias de canal, a qual indica se aqueles estão dispostos lateralmente ao canal dos distributários retilíneos das planícies deltaicas, ou se estão

sobrepostos às barras de meandro em rios meandrantés pelíticos (Suguio & Bigarella, 1979).

## B - Depósitos de bacias de inundação

Os sedimentos das bacias de inundação (**flood basin deposits**) são de natureza siltica e argilosa, provenientes da carga em suspensão após o transbordamento (enchentes). Na seqüência depositam-se areias muito finas, seguidas de siltes e finalmente de argilas.

Estes depósitos têm sua extensão e desenvolvimento controlados, principalmente, pelo padrão e forma dos canais. A formação de depósitos espessos é dificultada tanto pela migração lateral dos canais anastomosados, como pelo rápido deslocamento daqueles meandrantés. Em tais condições formam-se depósitos de camadas finas (siltico-argilosas) intercaladas com depósitos de canais (areno-silticos). Em canais menos móveis, a deposição nas bacias de inundação é mais espessa (Reineck & Singh, 1973).

Em climas úmidos, as planícies de inundação apresentam-se úmidas, com o desenvolvimento de intensa vegetação. Nos pântanos é favorecida a formação e a acumulação de depósitos de turfa. A estes depósitos encontram-se associadas as estruturas de marcas de raízes, tubos de vermes, etc.

Em regiões, principalmente costeiras, onde vários rios juntam-se, formam-se, entre os diques naturais, grandes bacias de inundação, particularmente pantanosas, onde também podem ocorrer lagos rasos. Nessas áreas, formam-se espessos depósitos argilosos, com acumulação de matéria orgânica, principalmente vegetal.

Nas regiões extremamente quentes, há pequena incorporação de matéria orgânica nos sedimentos, não ocorrendo o desenvolvimento de áreas pantanosas. Nessas condições, se a enchente for vagarosa, podem formar-se lagos salinos. No caso de evaporação alta, os sais podem incorporar-se aos sedimentos (Reineck & Singh, 1973).

Entre todos os sedimentos aluviais, os das bacias de inundação são os mais finos. Nos sedimentos depositados em cada enchente pode se verificar um ligeiro decréscimo ascendente da granulação. As argilas, após as cheias, devido à exposição sub-aérea, desenvolvem estruturas de gretas de ressecamento. Entre outros aspectos superficiais cita-se, ainda, impressões de gotas de chuva. Em climas áridos, ocorrem nódulos de carbonatos, concreções de ferro e sais alcalinos, devido à evaporação.

Os sedimentos finos da bacia de inundação podem entrar em contato com os sedimentos arenosos dos canais de forma abrupta ou transicional. O contato é gradacional quando relacionado à presença de depósitos de rompimento de diques, os quais podem atingir as bacias de inundação.

A deposição nas planícies de inundação ocorre em ambientes de energia muito baixa, dando origem a depósitos caracte-

rizados por laminações paralelas.

Os corpos sedimentares são alongados, tabulares e possuem comprimento duas a oito vezes maior do que a largura. Ocorre um decréscimo ascendente de granulometria de siltes argilosos e argilas sílticas. Em geral, formam litossomas mais ou menos homogêneas. A taxa de sedimentação, normalmente baixa, é de 1 a 2 cm por enchente (Reineck & Singh, 1973). Contudo, pode atingir até 50 cm, como na enchente catastrófica de Tubarão (SC) em 1974 (Bigarella & Becker, 1975).

Os depósitos de transbordamento mostram tendência para apresentar cores avermelhadas (Krynine, 1950; Dunbar & Rodgers, 1957), porque fora da estação das enchentes permanecem expostos à oxidação subaérea. Porém, é também comum o desenvolvimento de folhelhos pretos, carbonosos e turfeiras em áreas mal drenadas. Neste caso, os sedimentos adquirem coloração cinza escura a preta.

Os depósitos de planície de inundação ocupam volumes consideráveis nos sistemas fluviais meandранtes de alta taxa de carga suspensa/carga de fundo e nos distributários deltaicos.

### C - Depósitos de planície de inundação

Os depósitos de planície de inundação (**flood plain deposits**) abrangem não apenas os depósitos de bacia de inundação, como também uma série de outros depósitos ligados ao transbordamento do canal durante as cheias. Nas regiões de clima úmido, como em grande parte do Brasil, as planícies de inundação com bacias de inundação caracterizam a paisagem do fundo de vale. Nas regiões de climas mais severos, do polígono das secas, as planícies de inundação apresentam características diversas.

Nas partes mais baixas da planície de inundação predomina a sedimentação clástica e periódica, consistindo os depósitos sobretudo em silte e argila transportados em suspensão por águas que fluem com velocidades inferiores às do canal. As lamelas apresentam-se finamente laminadas e possuem intercalações de areia; em certos casos, essas areias mostram estratificação de migração de marcas onduladas, mas geralmente são horizontalmente laminadas. A lama acamada em uma enchente não ultrapassa, em geral, uns poucos centímetros de espessura.

Se a velocidade do fluxo fora do canal atingir 40 ou 50 cm/s, os depósitos passam a incluir boa porcentagem de areia. Nestes casos, os depósitos de planície de inundação tornam-se semelhantes àqueles dos diques naturais, sendo, portanto, de difícil diferenciação. Contudo, as condições necessárias para tal, não permitem aos diques naturais um bom desenvolvimento.

A sedimentação inicia-se com areia, tornando-se posteriormente síltica. O grau de seleção dos sedimentos da planície de inundação é relativamente bom, com tendência para decréscimo ascendente em cada ciclo de cheia. Ocasionalmente nota-se intercalada nos sedimentos finos a presença de mais de uma camada grosseira depositada numa única enchente, o que indica provavel-

mente flutuações durante a cheia. Encontram-se incorporados aos sedimentos das planícies de inundação, abundantes detritos vegetais. Os horizontes de solos, normalmente, apresentam-se bem desenvolvidos (Reineck & Singh, 1973).

Os depósitos de lagoas de planície de inundação aparecem no registro stratigráfico como lentes delgadas de argila carbonosas incluídas nos siltitos da paleoplanície de inundação (Mendes, 1984).

Predominam estratos planos aproximadamente horizontais em sedimentos grosseiros, que associados à ausência de laminações de micro ou macro-ondulações indicam deposição por correntes de velocidade relativamente altas do regime de curso superior. Quando depósitos de laminação ondulada ascendente recobrem sedimentos com estratificação paralela, há uma indicação de passagem para um regime de fluxo de menor velocidade (Suguio & Bigarella, 1979).

O regime de menor energia é responsável pela formação de: 1-laminação ondulada ascendente; 2- estratos frontais da estratificação cruzada de tipo planar e 3-laminação convoluta.

A laminação ondulada ascendente ocorre em ambientes onde existe abundância de sedimentos em suspensão e nos quais a água flui numa fase lenta do regime de menor energia (McKee, 1966; McKee et al., 1967). Este tipo de estrutura representa velocidades inferiores àquelas das fortes enchentes responsáveis pela deposição dos estratos planos. Sua ocorrência caracteriza a fase de diminuição da intensidade da grande enchente. Nos lugares onde o fluxo transportador dos sedimentos atinge maiores profundidades e onde as águas passam a mover-se com velocidades menores, ocorre a estratificação cruzada tabular planar (Suguio & Bigarella, 1979).

As camadas de areia com estratificação paralela apresentam inclinações menores que 5° e raramente maiores que 10°. Na margem dos depósitos arenosos são encontrados estratos cruzados frontais. Nos depósitos arenosos das enchentes poucas estruturas erosivas são encontradas. Entre os estratos paralelos ocorrem truncamentos em ângulo raso. Estruturas de escavação e preenchimento são raras (McKee et al., 1967).

#### **D - Estruturas convolutas**

A laminação convoluta é relativamente comum em muitos depósitos de planície de inundação, principalmente, nos diques naturais e nos depósitos de transbordamento. A formação deste tipo de estrutura é associada a um estágio tardio da enchente, quando a velocidade das correntes diminui e os sedimentos encontram-se em condições de areia movediça (McKee et al., 1967).

#### **8.3.7.1.3 - Depósitos transicionais**

Os depósitos transicionais originam-se por processos sedimentares típicos de um dos grupos anteriores (sedimentos de vales aluviais e depósitos de transbordamento), atuando em am-

bientes característicos do outro. Pertencem a este grupo os depósitos de rompimento de diques e preenchimento de canais abandonados.

#### **A - Depósitos de rompimento de diques**

Depósitos de rompimento de diques (**crevasse splay deposits**) ocorrem durante as enchentes quando grande quantidade de água e sedimentos fluem nas bacias adjacentes de inundação através dos canais abertos sobre os diques naturais.

Esses depósitos, dependendo do tamanho da corrente podem atingir centenas de metros de largura e espessuras entre algumas dezenas de centímetros até poucos metros. São depósitos de forma sinuosa ou lobada, relativamente delgados. São formados pela carga de fundo e representam os sedimentos mais grosseiros depositados fora do canal em vales fluviais, o que os classificam como transicionais.

Os sedimentos mais grosseiros, normalmente não ultrapassam a granulação de areia, sendo depositados dentro dos principais canais de rompimento. Estes exibem um padrão distributário do tipo deltaico. Uma fração significativa da carga de fundo espalha-se sobre as planícies de inundação. Esta forma um depósito mais ou menos tabular, geralmente com menos de 30 cm de espessura, com granulação areia fina a média, moderadamente selecionada. A carga suspensa deposita-se por último em gradação com os depósitos de planície de inundação.

"A deposição é relativamente rápida, mas a fácies pode ser construída durante várias enchentes. Eventualmente, a fenda original de rompimento pode tornar-se um ponto de avulsão com o estabelecimento de um novo curso" (Suguio & Bigarella, 1979).

As estruturas sedimentares mais freqüentes são estratificações cruzadas acanaladas e com camadas frontais, marcas onduladas assimétricas, apresentando no topo uma configuração de pequeno sistema distributário anastomosante. São também encontradas marcas onduladas ascendentes e estratos paralelos. Sedimentos siltico-argilosos recobrem camadas arenosas. Ocorrem comumente estruturas de escavação e preenchimento e restos de vegetais são comuns. A fácies de depósitos de rompimento de diques associada a outras contribui na identificação de sistemas fluviais de distributários deltaicos (Suguio & Bigarella, 1979).

#### **B - Depósitos de preenchimento de canal**

Representam a sedimentação e o preenchimento de canais abandonados pelos rios. Encontram-se, com freqüência, associados a rios meandrantés, pela tendência destes de cortar atalhos, seja através de corredeiras, em colo ou por avulsão.

Muitos canais abandonados tornam-se verdadeiros lagos com baixa taxa de sedimentação. Aqueles formados pelo processo de atalho de corredeira são relativamente pequenos e menos curvos,

quando comparados aos originados por atalhos em colo. Rios efêmeros, em climas áridos, também apresentam freqüentemente depósitos de preenchimento de canais.

No início, junto às áreas de atalho, a sedimentação nos canais abandonados é rápida. Com o bloqueio progressivo do canal isolado esta diminui. Durante as enchentes, deposita-se o material fino. Nos lagos formados, depositam-se, principalmente, argila e matéria orgânica. A colmatação por sedimentos e maior desenvolvimento da vegetação origina um banhado que se transforma em terreno pantanoso, o qual pode ser soterrado por nova fase de sedimentação (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos de preenchimento de canais são formados principalmente por areias silticas, siltes arenosos e argilas silticas. Unidades finas e grosseiras podem estar intercaladas a montante nas proximidades do atalho. As camadas podem apresentar laminações finas ou laminações cruzadas; gretas de contração são raras (Suguio & Bigarella, 1979).

A distinção entre os depósitos de canal e aqueles das áreas adjacentes da planície de inundação pode, em muitos lugares, ser feita pelas estruturas dos estágios finais da enchente. Nos canais de correntes são comuns a estratificação cruzada festonada de tamanho médio a grande e as macro-ondulações, devido ao fluxo concentrado. Tais estruturas, contrastam com as laminações de ondulação ascendente e as estruturas convolutas dos depósitos de cobertura formados durante a diminuição da sedimentação no plano aluvial (McKee et al., 1967).

#### 8.3.7.1.4 - Depósitos de leques aluviais

A deposição destes tem lugar no ponto onde o gradiente fluvial diminui abruptamente no limite do relevo acidentado. Em geral os mesmos ocorrem um ao lado do outro, coalescendo posteriormente e originando extensos planos inclinados, conhecidos como piemontes aluviais.

Os depósitos de leques aluviais são mais comumente relacionados com rios anastomosados de montanha, dos quais constituem depósitos terminais. Originam-se igualmente nas *bajadas* de desertos, associados com os depósitos de dunas e de playa. Ocorrem também nas regiões periglaciais e noutras onde as condições locais impõem uma redução drástica de velocidade no fluxo de água doce. Nas planícies costeiras, como na estudada, ocorre quando as montanhas aproximam-se das mesmas.

Depósitos desta natureza originam-se por fluxos torrenciais ou enxurradas produzindo depósitos em lençol ou confinados. São agentes atuantes na deposição dos leques as enxurradas (**sheetfloods**), fluxos em canais confinados (**streamfloods**) e correntes em pequenos cursos d'água (**stream**) (Popp, 1987).

"Os depósitos de leques aluviais são constituídos de ciclos de **decréscimo ascensional** (**fining upward**) mais abreviados e mais grosseiros do que as seqüências sedimentares dos vales aluviais. Estes ciclos são presumivelmente formados quando as

correntes anastomosadas fluem sobre a superfície do leque. A parte basal de alguns ciclos podem ser formadas por verdadeiras **brechas de corridas de detritos**. Recentemente, muitos estudos foram realizados para mostrar as variações radiais, mais do que as variações verticais no interior dos sedimentos dos leques aluviais. Os depósitos grosseiros, conglomeráticos, próximos ao ápice do leque, gradam externamente para depósitos mais arenosos e finalmente para depósitos de lama" (Suguio & Bigarella, 1979).

As fácies dos depósitos de leques aluviais caracterizam-se comumente por fragmentos grosseiros, porém, em condições excepcionais, podem ser formadas de detritos finos. São compostos por partículas cujos tamanhos variam normalmente de matações a argilas. As variações de tamanho e forma das partículas, nestes depósitos, ocorrem de forma abrupta (Suguio & Bigarella, 1979).

Um decréscimo exponencial no diâmetro máximo dos seixos contidos a partir do ápice ocorre, tanto para os **depósitos de correntes** (subaquáticos) como para os de **corridas de detritos**. Este é o resultado de uma incipiente seleção que ocorre durante o transporte.

Em alguns leques são comuns bolas de argila englobando seixos (**armoured mud balls**). Os tamanhos destas bolas é referido como variando de 2 a 50 cm. A matriz que envolve os seixos é constituída de areia ou argila, de origem primária ou secundária (Suguio & Bigarella, 1979).

Na área estudada, foram registradas bolas de um material areno-siltico-argiloso envolvendo não apenas seixos (figs. 10.14 e 10.15) como também um matacão (fig. 10.30-Perfil Fl 10).

A predominância de arcósios e grauvacas em depósitos de leques aluviais, refletem mais ou menos diretamente a composição da área fonte. Resulta do transporte por pequena distância, de materiais com limitado intemperismo químico e pouca mistura de materiais de leques laterais adjacentes. O aumento da mistura de materiais ocorre, à medida que há o afastamento da zona do ápice, devido a coalescência de leques laterais adjacentes (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos dos leques são formados, principalmente, pelos decréscimos na profundidade e velocidade do fluxo, que resultam do aumento de largura do canal. O transporte dos materiais para os leques ocorre através de **corridas de detritos** e **fluxos aquosos**, que seguem o canal principal e emergem em nível acima da superfície, próximo ao ponto médio do leque, chamado "ponto de intersecção" (fig. 8.38) (Suguio & Bigarella, 1979).

Acima do ponto de intersecção, a maior parte da deposição processa-se por **corridas de detritos** que ultrapassam a profundidade do canal e transbordam pelas margens. Abaixo do mesmo ponto, predomina a

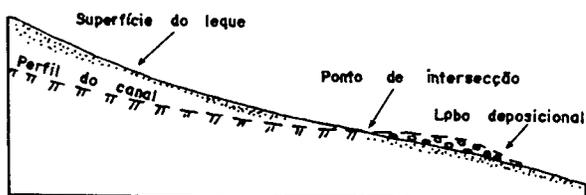


Fig. 8.38 - Esquema das relações entre o ponto de intersecção, perfil do canal e lobo deposicional (baseado em Hooke, 1967, in: Suguio & Bigarella, 1979).

deposição fluvial. O leque aluvial retrata em sua estrutura interna a geometria das corridas individuais. Depósitos subaquáticos e corridas de detritos sedimentam-se como línguas, estendendo-se radialmente, declive abaixo, a partir do ápice do leque (Suguio & Bigarella, 1979).

Outras informações sobre leques como morfologia, bem como sobre aqueles estudados na Planície do Campo de Araçatuba, podem ser encontradas nos capítulos 7 (item 7.2.2.1) e 10.

#### A - Depósitos de corridas de detritos (debris flow deposits)

Ocorrem, normalmente, durante períodos de chuvas concentradas. Sua formação é favorecida pelas seguintes condições: 1-material inconsolidado, que contenha bastante argila, que o torna escorregadio quando molhado; 2-declives bastante íngremes para induzir erosão rápida; 3-chuvas concentradas e 4-cobertura vegetal insuficiente.

As corridas de detritos ocorrem sob condições de alta densidade e viscosidade e, portanto, movem-se pela encosta, sob a forma de "espasmos". Ao se aproximar da extremidade inferior do canal fluvial, esta pode ultrapassar as margens, formando lobos de lama. Mais abaixo, ocorre seu transbordamento sobre ambas as margens do canal, originando um depósito de lençol acima do leque aluvial (Suguio & Bigarella, 1979).

Os materiais de corridas de detritos apresentam como principais características: 1- orientação caótica de calhaus e matacões, incluídos em uma matriz de material fino; 2- ocorrência deste material fino em diques, lobos e lençóis, ou em línguas, estendendo-se a partir dos depósitos em lençol; 3-contatos litológicos abruptos; 4-presença freqüente de matacões com várias toneladas; 5-corridas de lama com detritos pobremente selecionados e com baixa porosidade; 6-aumento de seleção granulométrica dos fragmentos mais grosseiros, declive abaixo; 7-argila em forma de filme, em torno dos grãos de areia e seixos, ou como matriz, preenchendo parcialmente os espaços intergranulares; 8-depósitos de corridas individuais com espessura de 30 cm ou menos até vários metros (Suguio & Bigarella, 1979).

#### B - Depósitos residuais (sieve deposits)

Quando o leque é formado por material bastante grosseiro e permeável, toda uma corrida de detritos em forma de lóbulo, pode infiltrar-se, depositando-se devido à incapacidade da água de efetuar o seu transporte" (fig. 8.39) (Suguio & Bigarella, 1979).

As características que distinguem os depósitos de corridas de detritos dos residuais são as seguintes:

1- depósitos resi-

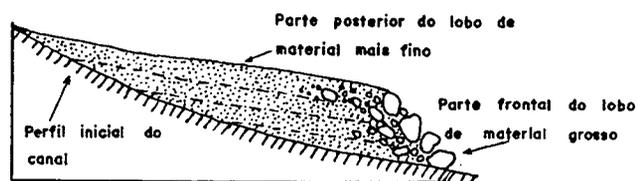


Fig. 8.39 - Representação esquemática do lobo de depósito residual (baseado em Hooke, 1967, in: Suguio & Bigarella, 1979).

duais recentes são isentos de finos, sendo constituídos de seixos e matacões;

2- os depósitos residuais raramente contêm matacões muito grandes (mais de um metro de diâmetro), encontrados em muitas corridas de lama;

3- corridas de detritos relativamente intactas podem ter 0,5 a 3 m de altura, mas em virtude da dissecação são comumente estreitos e arredondados em seção transversal;

4- os contatos das corridas de detritos são bruscos e bem definidos, e os de depósitos residuais são geralmente gradativos e sem relações de superposição;

5- as corridas de detritos podem ser seguidas por alguma distância, subindo a encosta do leque, e possuem aproximadamente o mesmo declive deste. Os depósitos residuais são mais localizados e possuem ângulos mais suaves do que o declive de leque;

6- os depósitos residuais recentes estão intimamente relacionados a um canal proveniente das cabeceiras do leque, mas os depósitos de corridas de detritos não mostram qualquer relação visível com o canal" (Suguio & Bigarella, 1979).

### **C - Depósitos transicionais (intermediate deposits)**

Depósitos desta natureza caracterizam-se pelas propriedades transicionais entre os sedimentos subaquáticos e depósitos de corridas de detritos, isto é:

1- os depósitos não possuem margens bem definidas e os sedimentos argilosos adelgaçam-se para fora até que eles parecem misturar-se com o solo;

2- esses sedimentos apresentam um grau de seleção visivelmente pobre, porém não tão extremamente pobre quanto aquele das corridas de lama;

3- a argila ocorre como filme ao redor de grãos de areia e preenchendo parcialmente os vazios intergranulares;

4 -a maioria dos depósitos transicionais possui seixos que são orientados horizontalmente, e estão concentrados na base das camadas, dando origem a uma estratificação gradacional" (Suguio & Bigarella, 1979).

### **D - Sedimentos subaquáticos**

Os sedimentos subaquáticos são depositados a partir de materiais de corridas que passam a ter menor participação de detritos. O aumento da quantidade de água faz com que os mais finos sejam eliminados.

Dois tipos de sedimentos subaquáticos são encontrados em leques aluviais: lençóis de areia e silte e areia e cascalho.

Os lençóis de areia e silte, bem selecionados, com cerca de 6% de matriz argilosa, são depositados pela rede de canais anastomosados. Estes sedimentos podem ser maciços ou apresentar laminações e estratificações cruzadas. Um exemplo são os fragmentos placóides de folhelhos que apresentam orientação preferencial horizontal ou imbricação. Os depósitos em lençol não possuem margens distintas e as espessuras diminuem lateralmente, até se

transformarem em finos filmes, que se confundem com os materiais subjacentes (Suguio & Bigarella, 1979).

Os sedimentos de tipo areia e cascalho são depositados nos leitos dos canais da corrente principal. Formam depósitos grosseiros mais pobremente selecionados que os depósitos em forma de lençol (Suguio & Bigarella, 1979).

## **9 ASPECTOS PEDOLOGICOS E FITOGEOGRAFICOS**

### **9.1 - Tipos de Solos**

Não existe para a área de estudo levantamento de solo detalhado, apenas levantamentos de caráter geral, feitos para todo o Estado de Santa Catarina.

No mapeamento executado pela UFSM (1973), na escala 1:1.250.000, foram delimitadas unidades importantes. Na área de estudo, foram identificadas as Unidades de Mapeamento "Santo Amaro" (SA) e "Ilha" (I) e as Associações de Solos "Araranguá + Dunas" (Ar+Dn) e "Blumenau + Jundiaí" (Bl+J).

Neste mapeamento, os solos dos terrenos acidentados são identificados como Cambissol Distrófico ("Santo Amaro") e Podzólico Vermelho-Amarelo ("Ilha"), sendo o primeiro predominante. Na planície, os terrenos de dunas e restingas foram identificados como Areias Quartzosas Distróficas e Areias Quartzosas não fixadas ("Araranguá + Dunas") e os terrenos planos, ao longo do Rio da Madre, como Gley pouco Húmico Eutrófico e "Gley Húmico Distrófico" (Blumenau + Jundiaí).

Uma classificação mais recente é baseada no Levantamento Exploratório dos Solos para a Folha Curitiba, realizado pelo RADAMBRASIL e pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SNLCS)/Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) mediante convênio, estando mapeada na escala 1:1.000.000. Nesta classificação as unidades de mapeamento são geralmente constituídas por duas ou mais classes de solos. As unidades de mapeamento identificadas, para a área em questão, foram Podzólico Vermelho-Amarelo Alico (PVa9) e Podzol Indiscriminado (P).

A Unidade de Mapeamento Podzólicos Vermelho-Amarelo Alico compreende os solos derivados das rochas do Pré-Cambriano Superior que situam-se em relevo ondulado (8 a 20%) e forte ondulado (45 a 75%). Esta unidade é constituída pelas classes de solo Podzólico Vermelho-Amarelo, Cambissolo Alico e Litólicos Distróficos. Esta Unidade engloba as duas classes de solo que na classificação anterior correspondiam a duas unidades distintas ("Santo Amaro" e "Ilha")

A Unidade de Mapeamento Podzol Indiscriminado abrange os solos das áreas de relevo plano (< 3%), constituídas por sedimentos lacustres e marinhos do Holoceno, que ocorrem em grande parte da planície costeira. Esta Unidade inclui Areias Quartzosas Marinhas e Solos de Mangue. Na classificação anterior os solos desta Unidade correspondiam às Associações de Solos "Araranguá + Dunas" e "Blumenau + Jundiaí".

Neste trabalho não foram realizados levantamentos para um mapeamento de solos. A seguir serão descritos, de acordo com a bibliografia, os tipos de solos e terrenos mencionadas nas duas classificações. Na medida do possível, considerando as observações de campo, fotointerpretação e pesquisa bibliográfica, procurar-se-á dar a localização dos mesmos na área. Tal procedimento tem por objetivo orientar trabalhos de campo posteriores, com vista a um mapeamento pedológico detalhado.

#### **A - Solos podzólicos vermelho-amarelos**

Abrange solos minerais não hidromórficos com seqüência de horizontes A, B, e C e que apresentam horizonte B textural (Comissão de Solos, 1960), de coloração vermelho-amarelada.

Esses solos são descritos, genericamente, como medianamente profundos com espessuras da ordem de 1 a 2 m, bem drenados e que apresentam boa diferenciação entre os horizontes. Normalmente apresentam um horizonte A moderado, de cor clara devido à perda de argila e um horizonte B, com materiais corantes e acúmulo significativo de argila.

Estes solos possuem textura argilosa e média/argilosa e, em muitos casos, com cascalho ou cascalhenta, geralmente argila de atividade baixa.

Quando no horizonte A, a textura é argilosa, a estrutura, em geral, é moderada pequena a média granular. Com a presença de um teor mais elevado de silte, a estrutura apresenta-se muito fracamente desenvolvida ou mesmo ausente. No horizonte B a estrutura é geralmente em forma de blocos subangulares e angulares, moderadamente desenvolvidos e com tamanho normalmente entre pequeno e médio. Quando a textura é argilosa, normalmente apresentam cerosidade moderada e comum.

São solos de baixa fertilidade natural e susceptíveis à erosão por situarem-se em relevo ondulado e forte ondulado. Na área situam-se nas encostas das serras do Cambirela e dos Morretes (v. Mapa de Localização e Geológico).

#### **B - Solos cambissolos**

São descritos como solos minerais, não hidromórficos e pouco profundos, raramente superiores a 1,5 m. O horizonte B é incipiente em virtude do baixo grau de intemperismo a que foi submetido o substrato, fato constatável pela presença de minerais primários de fácil decomposição como feldspatos, micas e outros.

No horizonte B a estrutura é fracamente desenvolvida. O gradiente textural é baixo e a relação silte/argila apresenta-se de média a alta. A atividade da argila é baixa. A cerosidade é praticamente ausente, nunca passando de fraca ou pouca.

A seqüência normal de horizontes é A (B) e C, constando-se variações quanto à profundidade do solum, cor, textura e estrutura. São solos normalmente de baixa fertilidade, de textu-

ra geralmente argilosa que ocupam relevo fortemente ondulado e montanhoso.

Na área estudada, este tipo de solo foi observado na Serra do Tabuleiro.

### **C - Solos litólicos (R)**

São solos pouco desenvolvidos, relacionados a relevos acentuados, moldados em rochas resistentes, nas quais os processos pedogenéticos não foram suficientes para maior intemperização.

Podem ter contribuído para o pequeno desenvolvimento dos perfis destes solos dois fatores: A) o curto tempo de exposição da rocha diante do processo de intemperismo, que condicionou uma lenta alteração do material originário, e possibilitou, assim, a formação de um horizonte A, assentado diretamente sobre a rocha ou sobre o horizonte C pouco alterado; e B) o relevo, que, por ser muito acidentado e com rala cobertura vegetal, acentuou a remoção das camadas superficiais ou a formação, a qual limitou o aprofundamento do perfil.

Estes solos são basicamente limitados ao horizonte A, cuja espessura, normalmente, varia de 15 a 40 cm, dependendo sua cor, textura, estrutura e consistência, principalmente, do material de origem e das condições climáticas vigentes. Sob este horizonte podem ocorrer calhaus, pedras e materiais semi-alterados da rocha, ou a rocha matriz inalterada, propiciando que a seqüência de horizontes seja do tipo A, C e R; A, A/C ou A e R (Oenning et al., no prelo). Pode ocorrer horizonte B relativamente desenvolvido, porém é pouco espesso.

Devido à proximidade do material de origem, a atividade de argila normalmente varia de média a alta, apresentando elevada percentagem de minerais primários, pouco resistentes ao intemperismo (Oenning et al., no prelo).

São solos normalmente de pouca fertilidade natural, possivelmente devido ao material de origem ou erosão durante o processo de intemperismo. Além disso, sua pequena profundidade não permite o armazenamento suficiente de água.

Na área estudada foram observados no compartimento geomorfológico das serras.

### **D - Afloramentos rochosos**

São tipos de terrenos e não solos propriamente ditos.

Compreendem áreas onde afloram matacões ou "lajeados", geralmente ocorrendo associados aos solos Litólicos e Cambissolos, constituindo componentes secundários ou inclusos.

Na área estudada ocorre afloramento de rocha no Morro dos Morretes, uma elevação cristalina isolada no meio da planície.

cie, bem como afloram matacões nas baixas encostas adjacentes à mesma.

### **E - Podzol**

Solos com horizonte B podzol, ou seja, que se caracteriza por ser um horizonte de acumulação e precipitação de matéria orgânica e compostos amorfos de alumínio com ou sem ferro iluvial.

São solos arenosos cuja seqüência normal de horizontes é A1, A2, Bh e/ou Bir, podendo ocorrer horizontes Bhir.

No horizonte A1 a cor predominante é bruno-acinzentado-escuro a preta, sendo que o A2 possui cores mais claras variando de bruno-amarelada a bruno-acinzentada com espessura bastante variável e textura areia. As cores do horizonte B variam de bruno-amarelada no Bir a bruno-acinzentado-escuro no Bh ou Bhir, por causa dos compostos orgânicos e sesquióxidos livres, principalmente de ferro, os quais agem também como agentes cimentantes, conferindo diversos graus de dureza a este horizonte (Oenning et al., no prelo).

Estes solos são mal ou muito mal drenados. Em épocas de intensa pluviosidade, verifica-se o encharcamento do solo, dependendo do grau de cimentação do horizonte B, que o torna impermeável.

São solos ácidos, com teores extremamente baixos de nutrientes disponíveis para as plantas, conferindo-lhes uma baixa fertilidade natural.

Ocorrem nas áreas das antigas restingas do Pleistoceno, situadas próximas ao embasamento cristalino.

### **F - Areias Quartzosas**

São solos minerais pouco desenvolvidos, não hidromórficos, profundos a muito profundos, porosos, excessivamente drenados, de textura arenosa e argila de baixa atividade e de permeabilidade rápida ao longo do perfil (Oenning et al., no prelo).

Estes solos apresentam seqüência de horizontes A e C, com pequena diferenciação entre eles, devido à fraca variação de suas características morfológicas. O horizonte A é identificado pela sua coloração cinza escura, que se deve ao maior teor de matéria orgânica.

As Areias Quartzosas ocorrem em relevos planos e de baixas altitudes, que estão geralmente cobertos por vegetação das formações pioneiras. Sua utilização agrícola é limitada pela fraca fertilidade e baixa capacidade de retenção de água.

Abrange grande parte da Planície do Campo de Araçatuba, ocorrendo nas áreas de depósitos eólicos estabilizados pela vegetação e feixes de restingas do Holoceno.

## **G - Solos indiscriminados de mangue**

São considerados mais um tipo de terreno do que classes de solo. São predominantemente halomórficos, alagados, ocorrendo nas proximidades da foz dos rios, junto ao litoral onde são influenciados diretamente pelo movimento de marés. Não possuem diferenciação de horizontes; apenas nas áreas marginais verifica-se o desenvolvimento de um horizonte, com profundidade variável. Geralmente encontram-se cobertos por uma vegetação típica dos manguezais (Oenning et al., no prelo).

## **H - Dunas**

Estas são também consideradas um tipo de terreno, por não ocorrerem processos pedogenéticos na sua formação. As dunas, originam-se quase que exclusivamente de deposições eólicas, de material areno-quartzoso, que mantém uma certa movimentação, dependendo da vegetação que as recobrem e dos ventos que as atingem (Oenning et al., no prelo).

## **I - Solos hidromórficos gleyzados**

Solos hidromórficos com elevado teor de matéria orgânica no horizonte superficial, quando húmico, ou horizonte gley dentro de 60 cm da superfície. Este horizonte apresenta normalmente cores de redução (acinzentadas) como resultado das condições de excesso de umidade, temporário ou permanente, na sua formação.

No horizonte superficial os teores de carbono orgânico são superiores a 4% nos primeiros 20 cm, no caso dos húmicos, e no Gley pouco húmico este horizonte é menos espesso.

Apresentam, em geral, seqüência de horizontes A e Cg, são medianamente profundos, mal drenados, com permeabilidade muito baixa, argila de atividade baixa e alta e textura normalmente argilosa e muito argilosa.

São solos desenvolvidos a partir de sedimentos aluviais ou colúvio aluviais do Quaternário, depositados em relevo praticamente plano, ao longo dos rios, ou em áreas baixas pantanosas. Possuem boa fertilidade natural.

Este tipo de solo é encontrado no Vale do Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo.

## 9.2 - Características Da Cobertura Vegetal

### 9.2.1 - Cobertura vegetal

A Planície do Campo de Araçatuba é, em parte, integrante da área do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, criado tendo como uma das justificativas a representatividade da vegetação da Serra do Tabuleiro e arredores.

Originalmente o Estado de Santa Catarina estava coberto por quatro regiões fitoecológicas; além das áreas das formações pioneiras: Floresta Ombrófila Densa (floresta pluvial da costa atlântica), Floresta Ombrófila Mista (floresta com pinheiros), Floresta Estacional Decidual (floresta latifoliada do Alto Uruguai), Savana (campos do planalto meridional), Vegetação pioneira de influência flúvio-marinha e marinha (mangue e restinga) (RADAMBRASIL, 1986c).

No Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, com exceção da Floresta Estacional Decidual, todas as demais formações encontradas no Estado estão parcialmente representadas. A área do Parque trata-se de um dos mais importantes núcleos remanescentes da floresta pluvial da costa atlântica do sul do Brasil, onde encontram-se representados relictos de vegetação das demais formações supramencionadas (Klein, 1981).

A Serra do Tabuleiro representa um dos divisores fitogeográficos mais importantes do sul do Brasil, limite meridional de muitas espécies, principalmente as de caráter essencialmente tropical. Entre os representantes das famílias tropicais tais como: Orchidaceae, Rubiaceae, Araceae, Elaeocarpaceae, Piperaceae, Cactaceae, Euphorbiaceae e outras, existem muitas espécies que não mais ocorrem ao sul da área do Parque. Outras espécies tem diminuída sensivelmente a sua importância sociológica a partir da Serra do Tabuleiro. Este é o caso de espécies arbóreas como *Vantanea compacta* (garaparim) e *Sloanea guianensis* (laranjeira-do-mato) (Klein, 1981).

Na Serra do Tabuleiro constata-se um sucessivo escalonamento da vegetação caracterizado na gradual diminuição do tamanho das árvores e do número de espécies componentes. Nas encostas, as árvores mais altas estabeleceram-se apenas no fundo dos vales e baixa encosta, decrescendo sua altura à medida que aumentam a altitude e declividade. Nas partes superiores e mais íngremes das encostas a vegetação é constituída por árvores baixas, muitas vezes, apresentando troncos e ramos tortuosos. Estes são geralmente cobertos por densas colônias de musgos e hepáticas em virtude da elevada umidade relativa do ar e das altas precipitações pluviométricas, que se verificam nos divisores mais elevados. Nas partes mais elevadas constata-se a presença de espécies características da vegetação de caráter temperado. No norte da Serra do Capivari encontra-se um núcleo de *Araucaria angustifolia* (pinheiro) em cujas submatas verifica-se, sobretudo nas encostas, algumas manchas de *Ocotea porosa* (imbuia). Nas ramificações dos divisores da Serra do Tabuleiro constata-se a ocorrência de diversas áreas de campos de altitude entremeados por ca-

ões, vegetação típica dos campos do planalto meridional (Klein, 1981).

Parte considerável do Parque está ocupado por formações pioneiras, que se estendem pelo lado leste do mesmo, entre o litoral e a encosta. Esta é uma das áreas onde as formações pioneiras são mais desenvolvidas, atingindo 5 Km de largura. É constituída por diferentes tipos de vegetação herbácea, arbustiva e arbórea, tipicamente influenciada pelo solo que pode ser arenoso, vasoso, lacustre e rochoso.

A área do Parque da Serra do Tabuleiro, principalmente a parte montanhosa, ainda está coberta por densa mata primitiva, sobretudo nos locais de mais difícil acesso. Encontram-se ainda nessas matas mais de uma centena de epífitos e lianas, característicos da composição tropical da vegetação (Klein, 1981).

As formações pioneiras mantêm sua fitofisionomia, entretanto encontram-se, em parte, degradadas pela construção de habitações clandestinas, auto-estradas e exploração ilegal de areia, mesmo dentro dos limites do Parque.

Nos arredores dos limites do Parque, a cobertura vegetal caracteriza-se pela predominância de capoeirinha, capoeiras, capoeirões e mesmo matas secundárias, já bastante desenvolvidas. Tal cobertura decorre da ocupação humana e conseqüentemente acentuada devastação da vegetação primária, em virtude das atividades agropecuárias e extrativas.

Atualmente observa-se, ainda, a prática de culturas temporárias, principalmente com milho e mandioca, sobretudo no médio vale do Rio da Madre. No vale do Rio Massiambu Grande, às margens da Rodovia Federal BR 101 e até numa pequena porção da planície de restinga encontram-se áreas de reflorestamentos à base de pinus. Nas partes inferiores das encostas e nos vales dos rios Massiambu e da Madre, são cultivadas pastagens artificiais, as quais ocupam áreas maiores do que aquelas destinadas às demais culturas.

As pastagens artificiais desta região, são formadas pela utilização de pequeno número de espécies nativas de Gramíneas, oriundas, tanto da região litorânea, como principalmente dos campos do planalto. Entre as espécies mais comumente empregadas estão *Axonopus obtusifolius* (Sempre-verde ou Grama-larga), *Axonopus compressus* (Sempre-verde-de-folhas-estreitas), *Stenotaphrum secundatum* (Grama-de-canivete), *Paspalum* sp. (Grama-azul), *Paspalum notatum* (Grama-forquilha ou Grama-ferro), *Paspalum conjugatum* (Capim azedo), além de outras menos frequente, geralmente introduzidas involuntariamente pelos agricultores ou através dos excrementos do gado (Klein, 1981).

Klein (1981) considera essas pastagens uma ocupação adequada para as encostas, em geral bastante íngremes, por evitarem uma erosão mais acentuada. Ele exemplifica que há pastagens com aproximadamente 100 anos de instalação e que continuam mantendo uma produção normal de forragens.

Caso não sejam tomadas medidas rigorosas de controle e

fiscalização, principalmente na parte do Parque referente à planície, a tendência é a degradação das formações pioneiras com o conseqüente risco da remobilização das formas arenosas pela reativação dos processos eólicos.

Na parte montanhosa, embora as condições ambientais dificultem uma atividade extrativa mais efetiva, a proteção da vegetação é também fundamental. A capa vegetal desempenha papel decisivo na conservação dos solos dos terrenos, em sua maior parte acidentados, impedindo movimentos de massa que poderiam tomar dimensões catastróficas, caso ocorressem. Essencial, entretanto, é a proteção e estabilidade dos mananciais que abastecem as cidades. O Parque Estadual da Serra do Tabuleiro protege uma das principais fontes de recursos hídricos do Estado de Santa Catarina.

### **Formações florestais**

Na área delimitada para o presente estudo, a vegetação pode ser agrupada em duas áreas distintas de formações vegetais:

A) Áreas das Formações Florestais - correspondente àquelas onde a fitofisionomia da mata primitiva permanece preservada e àquelas onde a mesma foi eliminada pela intervenção antrópica, encontrando-se atualmente em estágios sucessionais de regeneração: vegetação secundária.

B) Áreas das Formações Pioneiras - são as planícies litorâneas, lagunares, fluviais, flúvio-marinhas e de marés, onde em meio a solos vasosos e arenosos desenvolvem-se as vegetações típicas de mangues, praias, dunas e restingas.

#### **9.2.1.1 - Área das formações florestais**

##### **A - Mata Primitiva**

Originalmente as encostas situadas na vertente leste da Serra do Tabuleiro eram cobertas pela Floresta Ombrófila Densa Costeira (Floresta Pluvial da Encosta Atlântica), que se estendia desde o Cabo de São Roque, no Estado do Rio Grande do Norte, até Torres e Osório no Estado do Rio Grande do Sul (Klein, 1981).

A colonização e a necessidade permanente de novas terras para a lavoura, em virtude de uma prática agrícola itinerante e rudimentar que consumia rapidamente os solos, levou ao desmatamento indiscriminado das florestas. Dessa forma, nos terrenos de baixas altitudes e declives mais suaves, a mata primitiva sofreu intensamente a intervenção antrópica. Contudo, a Serra do Tabuleiro continua, em grande parte, coberta por florestas primárias, sobretudo na área montanhosa, em locais de mais difícil acesso.

De acordo com Klein (1981) os agrupamentos vegetais existentes ao longo das encostas da Serra do Tabuleiro, apresentam características típicas da mata tropical atlântica, ostentando uma heterogeneidade ainda bastante acentuada, constatada pela ocorrência de elevado número de árvores, bem como pelo

abundante epifitismo.

A variabilidade das condições edáficas e de altitude da região resultaram num quadro típico no que se refere à estrutura e composição da mata, bem como na diversificação de ambientes, proporcionando o desenvolvimento de uma Flora muito rica em famílias, gêneros e espécies. Essa rica composição torna esta área uma das melhores e mais representativas amostras remanescentes da floresta tropical atlântica do sul do Brasil (Klein, 1981).

Na vertente leste da Serra do Tabuleiro, onde as declividades são mais baixas, sobretudo na baixa encosta, houve condições para o estabelecimento de árvores altas e frondosas na sinússia superior, com avanço até altitudes compreendidas entre 600-700 m (Klein, 1981).

A Floresta Ombrófila Densa Costeira forma diversos estratos ou sinússias, que na área de estudo apresenta a seguinte composição:

Estrato superior ou sinússia das árvores altas - É composto pelas árvores altas, que podem alcançar de 20, 30 ou mais metros de altura, formando comumente copas largas, bem desenvolvidas e cobertas por densa folhagem verde-luzente. Nesta cobertura superior contínua, as copas das árvores se tocam, interceptando, assim, grande parte da luz solar (Klein, 1981).

A sinússia das árvores altas é formada por um grande número de espécies componentes; entretanto a maior parte delas, são pouco freqüentes e mesmo raras, sendo pequeno o número de espécies arbóreas que caracterizam a fitofisionomia da região (Klein, 1981).

A árvore mais freqüente e abundante é *Ocotea catharinensis* (Canela-preta), imprimindo às matas uma fácies de floresta de canelas. Em muitas encostas, se desenvolveu, ao lado da canela-preta, uma grande quantidade de bem desenvolvidas árvores de *Vantanea compacta* (Garaparim), que também contribui para caracterizar o aspecto fisionômico das matas de encosta. Atualmente estas duas árvores, são alvo de intensa exploração, principalmente nessa região (Klein, 1981).

Como árvores bastante comuns ocorrem principalmente *Alchornea triplinervia* (Tapiá-guaçu, Tanheiro ou Tamanqueiro), *Hieronyma alchorneoides* (Licurana ou Lucurana), *Cryptocarya aschersoniana* (Canela-fogo ou Canela-pururuca), *Ocotea acyphylla* (Canela-amarela), *Nectandra rigida* (Canela-garuva ou Canela-ferrugem), *Aspidosperma olivaceum* (Peroba-vermelha), *Ocotea kuhlmannii* (Canela-burra), *Tapirira guianensis* (Cupiúva), *Sloanea guianensis* (Laranjeira-do-mato), *Buchenavia Kleinii* (Garajuva), *Copaifera trapezifolia* (Oleo ou Pau-óleo), *Talauma ovata* (Baguaçu), *Miconia cabuçu* (Pixiricão), *Cabralea glaberrima* (Canharana ou Cangerana), *Cinnamomum amoenum* (Garuva), *Cedrela fissilis* (Cedro), *Trichilia schumanniana* (Guacá-maciele), *Virola oleifera* (Bicuíba), *Calyptranthes strigipes* (Guamirim-chorão), *Calyptranthes lucida* (Guamirim-ferro), *Myrcia pubipetala* (Guamirim-araçá), *Hirtella hebeclada* (Cinzeiro ou Pau-cinza), *Cupania vernalis* (Camboatá-branco ou Cuvantã), *Matayba guianensis* (Camboatá-

vermelho), *Duguetia lanceolata* (pindabuna), *Xylopia brasiliensis* (pindaíba), *Protium Kleinii* (Almécega ou Almésca), *Schizolobium parahybum* (Garapuvu ou Guarapuvu), *Chrysophillum viride* (Caxeta-amarela ou Aguai), *Ocotea pretiosa* (Canela-sassafrás. Além destas há diversas outras de distribuição descontínua e, portanto, de importância local. Ocorrem ainda diversas espécies arbóreas raras e outras exóticas (Klein, 1981).

Estrato médio da mata - É formado por árvores de porte médio, que alcançam entre 9-15 m de altura. Neste estrato das arvoretas destaca-se, pela sua importância, *Euterpe edulis* (Palmito, Juçara, Içara ou Ensarova). Esta apresenta estipe delgado e copa esbelta com seu tufo de folhas apicais, imprimindo ao interior da mata um caráter essencialmente tropical. Atualmente, devido à exploração indiscriminada, só é encontrada em locais de mais difícil acesso ou em forma jovem (Klein, 1981).

São também freqüentes no estrato médio *Gomidesia spectabilis* (Guamirim-vermelho), *Ocotea teleiandra* (Canela-pimenta), *Guatteria australis* (Cortiça), *Rollinea sericea* (Cortiça-de-comer), *Sorocea bonplandii* (Soroça), *Coccoloba warmingii* (Pau-de-junta ou Canela-cana), *Actinostemon concolor* (Pau-rainha ou Laranjeira-do-mato), *Aparisthium cordatum* (Pau-de-facho), *Pausandra morisiana* (Almécega-vermelha), *Pera glabrata* (Seca-ligeiro ou tabocuva), *Rheedia gardneriana* (Bacupari), *Posoqueria latifolia* (Baga-de-macaco), *Guarea lessoniana* (Baga-de-morcego), *Psychotria longipes* (Caxeta) e outras geralmente menos freqüentes (Klein, 1981).

Estrato dos arbustos - É formado por um pequeno número de espécies, muito tolerantes à sombra e que estão representados freqüentemente por densos agrupamentos populacionais, variando sensivelmente através das diferentes zonações existentes ao longo do aclave das encostas.

Este estrato é em geral bastante denso. A *Psychotria suterella* e *P. Kleinii* (Grandiúvas-d'antas) são em geral muito abundantes, principalmente na baixa encosta, onde em geral pertencem às espécies dominantes deste estrato. A *Rudgea jasminoides* (Café-do-mato ou Pimenteira-de-folhas-largas), a *Geonoma gamiova* (Gamiova ou Palha) e as *Mollinedia* spp. (Pimenteiras), constituem mais da metade da população arbustiva (Klein, 1981).

São bastante comuns ainda *Faramea marginata* (Pimenteira-selvagem), *Miconia rigidiuscula* (Pixirica), *Ouratea parviflora* (Canela-de-veado), *Psychotria leiocarpa* (Grandiúva-d'anta-miúda) e *Geonoma schottiana* (Guaricana). Fazem parte também diversas espécies de Ciataceas (xaxins): *Nephelea setosa*, que ocorre principalmente ao longo dos córregos ou nas depressões dos terrenos; *Alsophila phalerata*, *A. corcovadensis*, *Cyathea schanschin* e outras, formando, por vezes, densos agrupamentos no fundo dos vales ou depressões ou em solos rochosos (Klein, 1981).

Estrato herbáceo - É pouco desenvolvido, em virtude de estar sob a floresta densa e sombria das encostas. Seu melhor desenvolvimento encontra-se principalmente ao longo dos regatos e nas depressões úmidas. Assim, nos solos de baixa declividade com drenagem mais lenta, formam-se densas populações de *Calathea* sp.

nov. (Caeté), *Heliconia veloziana* (Caetés-banana), além de diversas espécies de samambaias, principalmente representantes do gênero *Polypodium* e das famílias das Pteridáceas e Aspleniáceas. Não raro, ocorrem Gramíneas do gênero *Pharus* e *Olyra*, e também as Bromeliáceas dos gêneros *Nidularium*, *Canistrum* e *Aechmea* e, algumas vezes, diversas espécies de Begoniáceas, principalmente em solos rochosos úmidos (Klein, 1981).

Uma das características marcantes da Floresta Ombrófila Densa Costeira, é sem dúvida, a presença de um grande número de lianas. Destacam-se pela sua abundância e dimensões, principalmente *Abuta sellowiana* (cipó-buta) que juntamente com *Hyberbaena domingensis* (cipó-buta-falso), são geralmente os mais freqüentes e expressivos. São também bastante comuns *Pristimera andina* (Cipó-pau), *Salacia elliptica* (Bacupari-cipó), *Peritassa calypsoides* (Bacupari-cipó-roxo), *Cheilochlinium serratum* (Cipó-pau), *Bauhinia microstachys* (Cipó-escada ou Escada-de-macaco), *Fuchsia regia* (Cipó-brinco-de-princesa), *Tynnanthus elegans* (Cipó-cravo), *Pyrostegia venusta* (Cipó-são-john), *Lundia nitidula* (Cipó-de-alho), *Adenocalymma dusenii* (Cipó-cruz-amarelo), os diversos cipós denominados timbó, pertencentes à família das Sapindáceas e dos gêneros *Paullinia* e *Serjania*. Diversas lianas da família das Bignoniáceas são igualmente freqüentes (Klein, 1981).

Típica também é a presença de epífitos principalmente por sua grande abundância. Muitas árvores, particularmente as mais altas e frondosas, têm seus ramos cobertos por um denso revestimento formado por um grande número de Bromeliáceas, que destacam-se pelo porte de seus representantes. Disputam o mesmo espaço igualmente muitas espécies de Orquidáceas, Aráceas, Gesneriáceas, Cactáceas, além de um elevado número de samambaias. Dentre as samambaias destaca-se *Polypodium crassifolium* e pela sua abundância o *Polypodium hirsutissimum*, formando a primeira, densas touceiras, constituídas por enormes folhas cartáceas e a segunda cobrindo parcialmente os troncos de árvores (Klein, 1981).

Há ainda grande número de epífitos que apresentam ramos pendentes, principalmente Cactáceas do gênero *Rhipsalis*, *Lycopodium* spp. (pinheirinhos das Lecopodiáceas) e um grande número de plantinhas pertencentes à família das Piperáceas do gênero *Peperomia*. Podem-se encontrar árvores que suportam mais de 60 espécies diferentes de epífitos, podendo ultrapassar mais de mil indivíduos, sobretudo em figueiras, canelas ou garaparins (Klein, 1981).

## B - Vegetação secundária

Nos terrenos onde a mata primitiva foi substituída pela agricultura, posteriormente abandonada, devido ao empobrecimento do solo; rapidamente uma nova cobertura vegetal se instala. Nestes terrenos, situados principalmente na baixa encosta e sopé das vertentes, o recobrimento vegetal espontâneo inicia-se com ervas anuais, denominadas "invasoras", e termina em matas secundárias, fisionomicamente semelhantes às primárias.

A vegetação secundária pressupõe uma sucessão de estágios começando pela capoeirinha (arbustos), seguida da capoeira

(arbustos e árvores) e do capoeirão (árvores com lianas e epífitos). Os diferentes estágios da vegetação secundária colonizadora da encosta atlântica podem ser descritos sinteticamente como segue.

Nos terrenos recentemente abandonados pela agricultura encontra-se, ora densas colônias de *Milinis minutiflora* (Capim melado), associado, ora à *Pteridium aquilinum* (Samambaia-das-ta-peras), ora ao *Andropogon bicornis* (Rabo-de-burro), formando o estágio inicial da vegetação secundária (Klein, 1981).

Nos terrenos onde a agricultura foi abandonada entre 5 e 10 anos atrás, predominam os vassourais, onde *Baccharis elaeagnoides* e outras espécies de vassouras como *Baccharis dracunculifolia* predominam de forma acentuada. Entre os vassourais observa-se espécies remanescentes do estágio anterior que aos poucos estão sendo substituídas, uma vez que o ambiente menos iluminado não oferece mais condições para o pleno desenvolvimento das espécies heliófitas e pioneiras (Klein, 1981).

Com o passar do tempo e o envelhecimento dos vassourais surge um grande número de arvoretas de *Rapanea ferruginea* (Capororoca), acompanhada de *Symplocos celastrina* (Orelha-de-onça) ou em outros locais pela *Pera glabrata* (Seca-ligeiro), espécies que preparam o solo e o microclima para a instalação das espécies do capoeirão (Klein, 1981).

Em terrenos abandonados entre 25 e 35 anos, observa-se um aspecto de mata. Nos capoeirões predominam de modo geral *Miconia cinnamomifolia* (Jacatirão-açu), *Miconia cabucu* (Pixirição), *Ocotea puberula* (canela-guaicá), *Psychotria leiocarpa* (caxeta), constituindo sem dúvida, a primeira, quase sempre a espécie mais importante, imprimindo o aspecto fitofisionômico. Em locais muito íngremes com solos rochosos, pode ser observado, por vezes, capoeirões, onde *Cecropia adenopus* (Embaúva) se torna a árvore mais expressiva (Klein, 1981).

#### 9.2.1.2 - Area das formações pioneiras

As Formações Pioneiras ocorrem ao longo da costa, dos cursos d'água e mesmo ao redor das depressões com água (lagoas, lagunas e pântanos). Estas áreas caracterizam-se por solos instáveis pela constante deposição de areia do mar, deposições aluviais e lacustres (Veloso & Góes - Filho, 1982). O fator determinante desta vegetação é o solo, desempenhando o clima um papel secundário.

Na Planície do Campo de Araçatuba as formações pioneiras desenvolvem-se numa diversidade de habitats distintos: arenosos, vasosos, rochosos e lacustres. Em função das diferentes condições ecológicas apresentam subformações que se caracterizam por serem constituídas por espécies que apresentam um elevado grau de adaptação às duras condições, como: natureza dos solos, salinidade, ventos e ação das ondas e marés.

Os diversos agrupamentos vegetais serão expostos de

acordo com os diferentes habitats que constituem a Planície do Campo de Araçatuba.

### A - Vegetação de praia (Ante-dunas)

Esta vegetação ocorre na estreita faixa existente entre a zona das marés e as dunas, só sendo alcançada acidentalmente pela água do mar. É continuamente borrifada com água salgada pelas ondas e vento, permanecendo mais ou menos umedecida. O solo arenoso caracterizado por pequenas elevações irregulares de areia é submetido a insolação constante e intensa (fig. 9.1).

São plantas halófitas, que constituem as pioneiras herbáceas adaptadas à ação adversa do cloreto de sódio. Em virtude da profundidade e mobilidade dos solos formados por areia extremamente permeável e pobre em nutrientes, essas plantas necessitam de numerosas e compridas raízes para se fixarem nas camadas mais profundas e encontrarem água e sais minerais. Possuem folhas estreitas carnudas ou peludas adaptando-se à radiação solar.

Nas ante-dunas ao longo da Praia da Pinheira encontra-se próxima ao mar uma associação herbácea dominada pela *Androtrichum trigynum* (tiririca), a qual forma densos agrupamentos. A *Androtrichum trigynum* apresenta rizomas de dezenas de metros de comprimento com densa ramificação aérea, constituindo-se assim, um grande fixador das areias. Entre esta ocorrem algumas Gramíneas, destacando-se *Andropogon arenarius*, *A. leucostachyus* (capim-de-colchão) e *Paspalum vaginatum* (grama de praia). Embora raramente, também são encontradas entre as herbáceas, *Hydrocotyle boanariensis* (cariçoba), *Remirea maritima* (pinheirinho-da-praia), *Heleocharis geniculata* (tiririca-da-praia) e *Ipomea pescaprae* spp. *brasiliensis* (salsa-da-praia) (Klein, 1981).

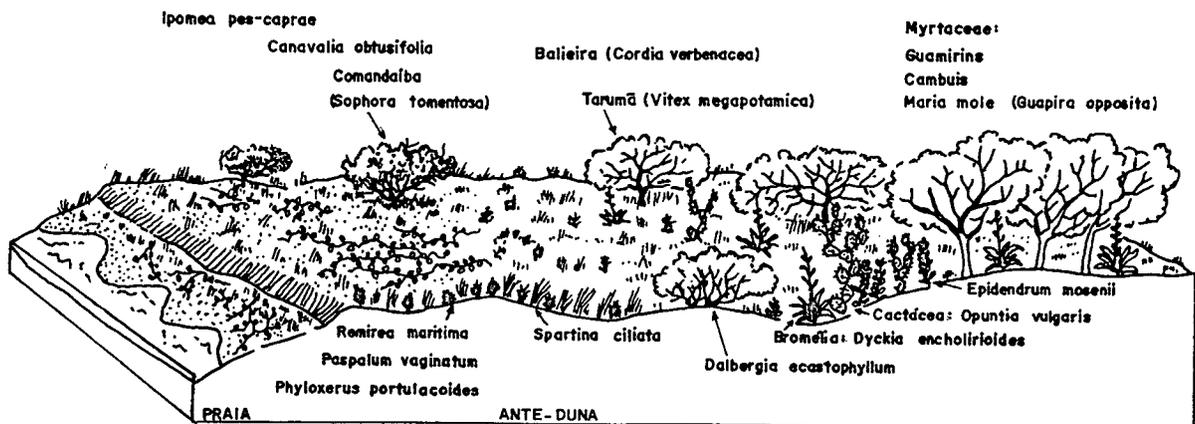


Fig. 9.1 - Associações vegetais situadas nas ante-dunas da planície de restinga (Klein, 1984).

No Têmbolo dos Papagaios Grande foram coletada *Iresine portulacoides*, *Hydrocotyle boanariensis*, *Paspalum vaginatum* e *Heleocharis geniculata* (Reitz, 1961).

## B - Vegetação de dunas (móvel e semi-fixa)

Nas dunas, as plantas são submetidas ao grande aquecimento das camadas superficiais de areia que, não mais borrifada pelas ondas, atingem temperaturas de até 60°C. Ao solo arenoso, paupérrimo em substâncias orgânicas e temporariamente seco adaptam-se somente plantas de rizoma de raízes profundas que alcançam o lençol freático (Reitz, 1961).

A vegetação de dunas encontra-se também exposta a fortes ventos. Como nas ante-dunas, as areias trazidas pelo vento, com frequência provocam o soterramento das plantas. Adaptando-se a esta situação as mesmas conservam-se baixas, com folhas longas, estreitas e tenazes; necessitam igualmente de longos estolões ou da capacidade de formar "andares", acompanhando no seu crescimento as acumulações de areia, procurando assim manter livres as partes mais assimiladoras e reprodutivas e garantir a sobrevivência mesmo após o soterramento (Klein, 1984).

Reitz (1961) cita como plantas características das dunas da costa a *Spartina ciliata*, *Polygala cyparyssias*, *Oxipetalum tomentosum*, *Plantago catharinaea* (Tanchagem), *Acicarpa spathulata* (Roseta), *Gnaphalium purpureum*, *Canavalia obtusifolia*, *Vigna luteola* (Feijão da praia), *Epidendrum mosenii*, *Diodia radula*, *Centella asiatica*, *Cenchrus pauciflorus*, *Vriesia friburgensis* var. *paludosa*, *Neoregelia laevis*, *Aristolochia macroura* (Milhomem de folha partida, Jarrinha rabuda). A *Spartina ciliata* é dominante nas dunas parcialmente móveis e uma das mais importantes fixadoras.

Nos campos de dunas da Planície do Campo de Araçatuba, nas dunas semi-fixas observa-se uma vegetação arbustiva, formada principalmente por *Shinus terebinthifolius* (aroeira-vermelha), *Guapira opposita* (Maria-mole), *Dodonaea viscosa* (Vassoura-vermelha) e a liana *Paullinia trigonia* (Timbó). Nos arbustos são observadas epífitas como *Brassovola perrinii* (cebolinha), *Laelia purpurata* (bainha-de-faca) e a *Cattleya intermedia* (orelha-de-mula). Nas superfícies cobertas por dunas móveis constata-se a presença de *Remirea maritima*, *Paspalum vaginatum*, *Hydrocotyle bonariensis* e da *Ipomea pescaprae* spp. *brasiliensis*, cujos caules, vulgarmente denominados de baraços, podem ultrapassar 50 m de comprimento, formando uma vegetação bastante densa e muito característica. Nas dunas mais antigas e estáveis da Planície encontram-se butiatubas formados por numerosos butiás - *Butia capitata* var. *odorata* (Klein, 1981).

No campo de duna da Guarda do Embaú, nas grandes dunas móveis da praia da Gamboa, foram encontrados agrupamentos herbáceos constituídos principalmente por *Androtrichum trigynum* (tirikica), *Spartina ciliata* (capim-da-praia), por entre os quais cresce frequentemente *Senecio crassiflorus* (macela-graúda) e *Polygala cyparissias* (avenca-da-praia) (Klein, 1981).

### C - Vegetação de Restinga (Cordões litorâneos e Dunas-fixas)

Esta vegetação, relativamente rica em função das condições ecológicas, é a que cobre os cordões litorâneos e as dunas estabilizadas (fig. 9.2). Nestes ambientes a areia apresenta-se mais compacta por ser de granulação mais fina e ter maior teor de argila, apesar de conservar uma drenagem perfeita. O solo já apresenta um certo conteúdo de húmus. O ar é mais úmido por não haver superfícies diretamente expostas ao sol e devido a evaporação das plantas já existentes (Reitz, 1961).

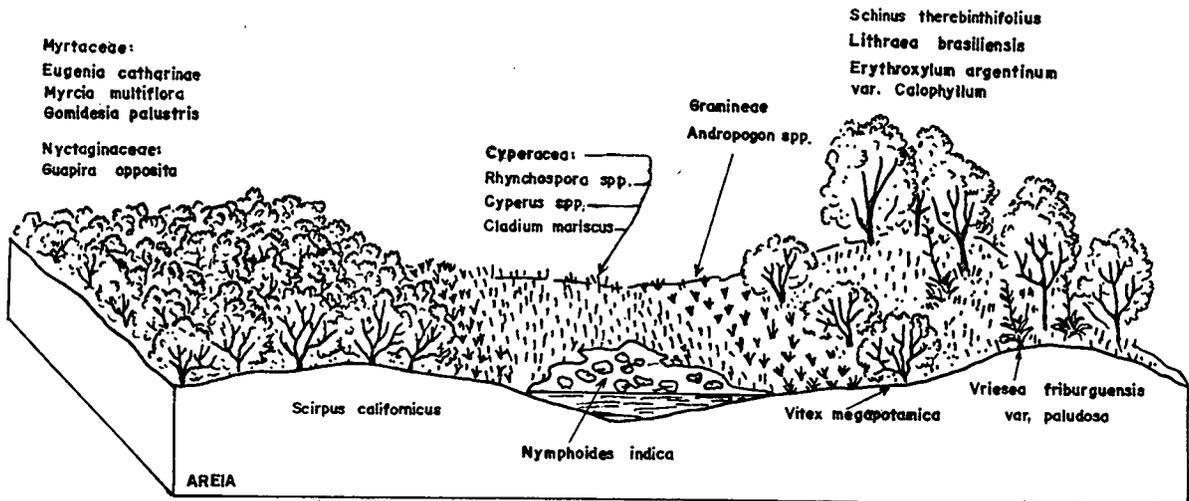


Fig. 9.2 - Associações vegetais situadas nas dunas e restinga (Klein, 1984).

O calor e a evaporação, entretanto, são ainda significativos devido ao reduzido porte das plantas que permitem a incidência direta do sol no chão coberto de relva. Tais condições exigem das plantas inúmeras adaptações para controlar o excesso de transpiração e a insolação intensa. A vegetação de restinga caracteriza-se por possuir pequenas folhas (Myrtaceae), limitado número de estomas na parte inferior das folhas, leve camada azul-cinza de cera (Gramineae), abundância de pelos protetores e superfície brilhante das folhas coriáceas (Myrtaceae, Pisonia e outras) (Reitz, 1961).

Nos pontos onde o solo já é mais rico em húmus os arbustos se transformam em pequenas árvores, que agrupadas, já apresentam um aspecto de vegetação mesófila até higrófila, onde Bromeliáceas, Aráceas e diversos cipós encontram um ótimo habitat. No estágio arbustivo nota-se a presença de *Lithraea brasiliensis* e *Schinus terebinthifolius*, ambos conhecidos como Aroeira juntamente com *Cordia verbenácea* (Balieira) e *Rapanea Parvifolia*, formando conjuntos cerradíssimos (Reitz, 1961).

Na Planície dos Campos do Araçatuba, Klein (1981) constatou a presença de uma vegetação arbustiva. A espécie geralmente mais freqüente e expressiva nesta área é *Schinus terebinthifolius*. Esta é seguida em importância por *Lythraea brasiliensis* (Pau-de-bugre), *Dodonaea viscosa*, *Rapanea parvifolia* (capororoca-da-praia), *Campomanesia littoralis* (gabirobeira-da-praia), *Eugenia*

*catharinense* (guamirim), *Vitex megapotamica* (tarumã). Ocorrem outras menos freqüentes, entremeados no estrato herbáceo, principalmente por duas espécies de samambaia, *Polystichum adiantiforme* e *Polypodium lepidopteris*, podendo formar agrupamentos bastante densos por sob a vegetação arbustiva.

Klein (1981) observou que há um adensamento da vegetação arbustiva do litoral para o interior. Há também uma pequena alteração na abundância das espécies componentes com a predominância de *Rapanea parvifolia*, *Eugenia catharinense* e *Guapira opposita*, continuando, no estrato herbáceo, a predominância das samambaias anteriormente citadas.

Nas depressões inter cordões litorâneos e interdunares verifica-se uma vegetação típica, de acordo com a profundidade das mesmas.

No solo parcialmente brejoso, predominam as Ciperáceas do gênero *Rhynchosphora* spp. e Gramíneas como *Andropogon virgatus*, entremeadas por Eriocauláceas do gênero *Eriocaulon* e o *Xyris* sp. (Botão-de-ouro) (Klein, 1981).

Nas depressões mais profundas, permanentemente encharcadas, ocorre *Cladium mariscus* spp. *jamaicensis* (Tiririca), formando por vezes, imensos e densos agrupamentos quase intransponíveis, em virtude de suas hastes e folhas cortantes. Ocorre ainda, *Scirpus giganteus* (Tiririca-branca) e *Scirpus maritimus* var. *macrostachys* (Tiririca-dos-brejos), entremeadas por núcleos isolados e descontínuos de *Tipha domingensis* (Taboa). Trata-se de um dos agrupamentos mais comuns e expressivos na área de estudo. Nas áreas úmidas ocorre *Equisetum giganteum* (Cavalinha ou Rabo-de-cavalo) que representa um dos grupos de vegetais mais antigos da Terra (350 milhões de anos) (Klein, 1981).

Nos locais permanentemente cobertos por água, formando pequenas lagoas, observa-se *Nymphoides indica* (Soldanela-d'água), planta essencialmente aquática com talos submergidos e raízes afixadas no solo lodoso ou arenoso; e *Heliocharis geniculata* (Tiririca). Ambas são as únicas plantas que conseguem viver em lagos do Campo de Araçatuba, ainda com águas de mais de meio metro de profundidade (Reitz, 1961).

#### D - Vegetação do manguezal

Vegetação toda especial, pobre em espécies devido à elevada salinidade do ambiente e à falta de oxigênio logo abaixo da superfície do solo. Ocorre em terrenos atingidos pelas águas salgadas do Oceano, como margens de baías e desembocaduras de rios, sendo inundada na preamar e emersa na baixamar. Em função da mistura das águas do mar com a água doce há a floculação de colóides que se depositam progressivamente nas depressões, formando solos lodosos e instáveis.

Os manguezais são associações halófitas com predomínio de espécies arbustivas e de pequenas árvores latifoliadas perenes. Entre os mecanismos de adaptação desta vegetação destacam-se as raízes respiratórias (Pneumatóforos) que garantem a oxigenação

e as raízes adventícias que servem de suporte no solo lodoso.

Reitz (1961) observou a zonação e sucessão desta vegetação em Santa Catarina e garante que, pelo menos até a Ilha de Santa Catarina, limite meridional da *Rizophora mangle*, ela é a seguinte:

A zona frontal, rica em matéria orgânica, é ocupada pela *Rizophora mangle*, arvoreta que possui raízes-escoras, as quais definem a fisionomia típica das florestas de manguezais de todo mundo.

As partes mais rasas são povoadas pela *Avicennia schaueriana* (Siriúba), arbusto menos exigente em matéria orgânica, que apresenta numerosos pneumatóforos que emergem do lodo.

A *Lagunculária racemosa* povoa a área invadida apenas pelas marés maiores.

A acumulação de areia no solo litorâneo, elevando-o, torna-o cada vez mais enxuto, dando lugar aos *Hibiscus tiliaceus*, que exercem o papel de transição para a vegetação da restinga. O *Hibiscus tiliaceus* var. *pernambucensis* mede de 3-4 m de altura, têm folhas largas e flores amarelas.

A *Spartina montevidensis* povoa os locais em que a água do mar fica represada pelos terraços dos rios (Veloso, 1991).

Na Planície do Campo de Araçatuba, o pequeno manguezal estabelecido às margens do Rio Massiambu, nas proximidades da ponte da BR 101, apresenta uma amostra bem típica desta vegetação.

No referido manguezal, a arvoreta mais comum é a *Avicennia schaueriana* (Siriúba), que domina no mesmo, sendo seguida em importância pelo *Rhizophora mangle* (Mangue Vermelho ou Mangue Charuto). Nos locais mais altos, só atingidos pela preamar, encontra-se a *Laguncularia racemosa* (Mangue-Branco). Esta algumas vezes é seguida pela *Hibiscus tiliaceus* var. *pernambucensis* (Gua-xuma), que marca o estágio de transição para os outros tipos de vegetação (Klein, 1981).

A *Spartina montevidensis*, gramínea conhecida por "praturá", se encontra nas águas mais profundas, formando um agrupamento denso e puro, como ocorre nos demais manguezais do Estado de Santa Catarina (Klein, 1981). Essa gramínea mede cerca de 1 m de altura.

A zonação observada por Reitz (1961) parece se repetir na área estudada.

### E - Vegetação das rochas

A cobertura vegetal das rochas é marcada por etapas de colonização.

Nas rochas nuas, onde as águas do Oceano não costumam

mais chegar, há colônias de líquens que são as únicas plantas adaptadas a pouca umidade, escassez de substâncias nutritivas, exposição plena ao sol e extrema variação de temperatura. Inicialmente formam-se apenas colônias de líquens crustáceos, mas com o acúmulo de solo aparecem os líquens foliosos mais exigentes (Reitz, 1961).

Nas rochas graníticas formam-se com facilidade pequenas fendas e rebaixos que se enchem com detritos, onde aparecem ricas colônias de musgos que muitas vezes são contemporâneos com os líquens foliosos. Estes elementos preparam gradativamente a superfície da rocha para abrigar as plantas da etapa das ervas (Reitz, 1961).

Numa etapa avançada de colonização das rochas litorâneas, ao lado de poucas espécies de árvores como *Coussapoa schottii* (Figueira mata pau), e outros poucos arbustos, formam-se densas coberturas de plantas que, em geral, como os epífitos, vivem também na restinga ou mesmo na mata pluvial (Reitz, 1961).

Na ponta rochosa do Tômbolo dos Papagaios Grande, Reitz (1961) verificou a presença de *Cereus peruvianus* (Mandacuru), Bromeliáceas e arbustos.

#### F - Vegetação das planícies quaternárias

Constitui uma vegetação de transição entre a vegetação de restinga e a Floresta Pluvial, que se desenvolve em solos mais úmidos e semi-brejosos, nas áreas formadas por sedimentos de antigas restingas ou por sedimentos provenientes das encostas (fig. 9.3).

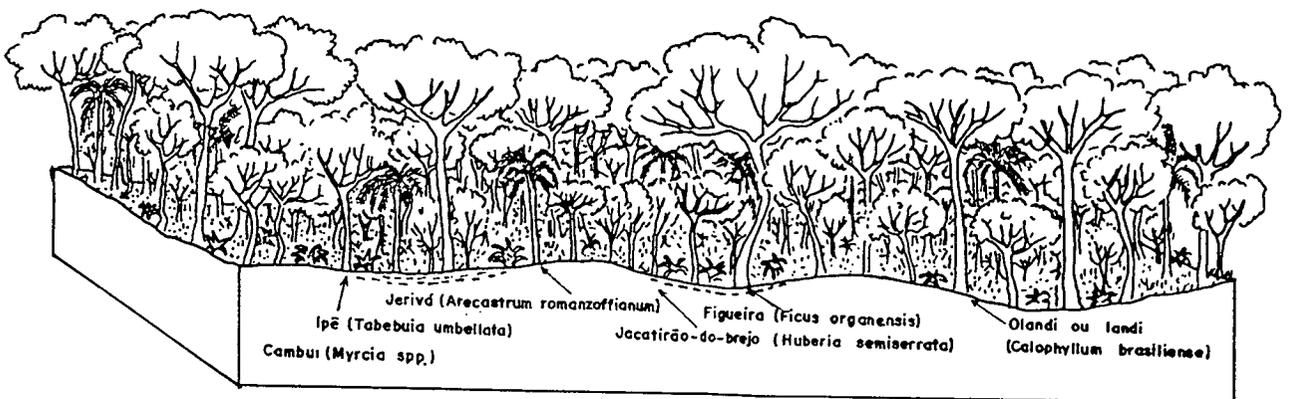


Fig. 9.3 - Associações vegetais de planícies quaternárias em solos úmidos (Klein, 1984).

Este tipo de matas, é muito característico e se estende ao longo do litoral sul até Osório no Rio Grande do Sul. Apresenta de modo geral, uma fisionomia bastante uniforme, dominando ora umas, ora outras espécies de árvores, de acordo com as diferentes condições edáficas locais (Klein, 1981).

Na Planície do Campo de Araçatuba, se desenvolveu uma

vegetação arbórea bastante densa e uniforme, atualmente reduzida a pequenos núcleos remanescentes, que se encontram principalmente ao longo do vale do Rio da Madre.

Estas matas são visivelmente dominadas por *Myrcia dichrophylla* (Guamirim-facho), que chega a perfazer quase a metade da cobertura superior da mata. Além desta árvore, são freqüentes *Myrcia glabra* (Guamirim-araçá) e *Myrcia multiflora* (Camboim). Como árvores emergentes aparecem *Ficus organensis* (Figueira-de-folha-miúda) e o *Arecastrum romanzoffianum* (Gerivá), imprimindo-se assim a estas matas o aspecto de mata de figueiras e palmeiras, quando vistas de longe (Klein, 1981).

Constituem ainda árvores características das matas de planície quaternária: *Pouteria lasiocarpa* (Guapeva), *Tabebuia umbellata* (Ipê-da-várzea ou Ipê-amarelo), *Coussapoa schottii* (Mata-pau), *Inga striata* (Ingá-de-quatro-quinas), *Inga sessilis* (Ingá-macaco) e outras menos freqüentes e mesmo raras. No interior destas matas, aparece com representantes apenas jovens *Talauma ovata* (Baguaçu), que segundo indica, está se instalando neste tipo de vegetação (Klein, 1981).

No estrato médio da mata são bastante comuns as arvores *Posoqueria latifolia* (Baga-de-macaco), *Guarea lessoniana* (Baga-de-morcego), *Rheedia gardneriana* (Bacupari) e *Faramea marginata* (Pimenteira-selvagem), esta última é uma das mais importantes neste estrato (Klein, 1981).

No estrato dos arbustos ocorrem principalmente *Psychotria kleinii* e *P. suterella* (Grandiúvas-d'anta) e *Geonoma schottiana* (Guaricana) (Klein, 1981).

O estrato herbáceo, algumas vezes bastante denso, é formado principalmente por Bromeliáceas, dentre as quais a mais importante é sempre *Nidularium innocentii* var. *paxianum*, acompanhada quase sempre de *Canistrum lindenii* e *Nidularium procerum* e *Bilbergia zebrina*; outras vezes encontram-se entre as Bromeliáceas, *Rhynchospora* sp. (touceiras de tiriricas) (Klein, 1981).

# 10 ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS

## 10.1 - Caracteres Texturais

### 10.1.1 - Análise mecânica

Neste estudo foram efetuadas 179 análises granulométricas de sedimentos procedentes de dunas dissipadas, ambientes fluviais e rampa colúvio-aluvionar.

As amostras foram analisadas em laboratório conforme descrito no capítulo 5. Os resultados analíticos das amostras encontram-se na tabela 10.1.

LOCAL	PERFIL	AMOSTRA	DIAMETRO EM MM (Escala Wentworth)											PARAMETROS						
			GRANULO			AREIA				SILTE				ARGILA		ESTATISTICOS				
			4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	0,002	Md	Mz	σ <sub>1</sub>	SK <sub>1</sub>	K <sub>G</sub>	
I#	Dd1	1	0,351	0,301	0,63	2,91	52,12	20,32	2,03	2,03	1,02	1,02	17,27	2,891	4,431	2,451	0,771	2,431		
I P	Dd2	1	0,001	0,001	0,06	3,72	83,24	12,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,581	2,581	0,351	0,091	0,971		
IC	I	1a	0,001	0,021	0,08	4,23	84,24	11,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,541	2,561	0,351	0,121	0,991		
IO	H	2	0,001	0,041	0,18	3,03	46,71	49,69	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	3,001	2,951	0,351	0,281	1,161		
IS	DH	2a	0,001	0,001	0,12	8,35	76,91	13,81	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	2,511	2,541	0,461	0,121	1,231		
IT	A E	3	0,041	0,061	0,16	4,01	78,49	17,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	2,611	2,631	0,381	0,071	0,981		
IR	I	3a	0,001	0,121	0,26	4,81	79,46	15,13	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,601	0,391	0,061	1,031		
IO	R	4	0,101	0,141	0,28	4,65	79,56	15,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,601	0,381	0,041	1,021		
I	A	4a	0,001	0,061	0,26	4,45	79,53	15,20	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,611	0,391	0,071	1,061		
I	---	Dd3	1	0,001	0,001	0,04	2,20	83,28	14,49	0,00	0,00	0,00	0,00	2,501	2,571	0,351	0,291	0,941		
I	CASA	2	0,001	0,001	0,00	2,67	87,00	10,20	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	2,551	2,571	0,321	0,111	0,991		
I	I	3	0,001	0,001	0,00	1,63	85,78	12,39	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	2,591	2,611	0,321	0,131	0,971		
I	BRANCA	4	0,001	0,001	0,02	1,66	87,67	10,52	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	2,521	2,571	0,311	0,191	0,971		
I	I	5	0,001	0,001	0,02	3,56	87,25	9,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,521	2,551	0,321	0,071	0,971		
I	R10	1	46,951	22,931	17,81	10,60	1,55	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,901	-0,411	0,891	0,751	0,791		
IS	I	2	8,041	45,071	41,00	5,56	0,26	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,041	-0,021	0,651	0,051	0,971		
IE	I	3	11,691	48,361	37,09	2,02	0,66	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,161	-0,191	0,611	-0,021	0,951		
IR	F11	1	1,631	13,651	41,80	22,99	13,03	6,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,851	1,021	1,121	0,261	1,111		
IT	I	2	0,001	1,471	38,20	50,98	6,43	1,85	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	1,131	1,171	0,551	0,171	1,271		
IO	A	3	0,121	1,421	10,28	17,16	21,12	9,52	7,60	7,60	7,60	7,58	10,00	2,961	3,811	2,681	0,401	0,761		
IO	L	4	5,371	18,971	47,84	23,48	2,66	1,22	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,591	0,531	0,841	0,111	1,151		
I	B	5	27,301	38,101	27,08	5,42	1,14	0,64	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,611	-0,271	0,791	0,251	0,751		
ID	A	F12	1	1,721	10,971	37,54	33,12	12,66	2,38	1,17	0,00	0,00	0,00	0,991	1,061	0,971	0,111	1,311		
IO	R	2	21,071	28,241	17,91	20,90	9,56	2,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,071	0,261	1,241	0,291	0,671		
I	B	3	26,841	27,151	17,87	20,16	5,83	1,64	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,141	0,071	1,151	0,361	0,671		
IC	A	F13	1	0,261	1,241	27,01	63,17	6,74	1,57	0,00	0,00	0,00	0,00	1,201	1,251	0,481	0,141	1,311		
IA	O	2	34,081	37,731	18,56	7,32	1,40	0,71	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,591	-0,361	0,811	0,471	0,911		
IM	I	3	7,601	26,371	47,34	15,48	2,03	0,60	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,331	0,311	0,801	-0,061	1,031		
IP	F14	1	0,081	1,011	15,91	33,82	19,88	7,12	3,02	7,06	3,02	1,01	8,07	1,991	2,791	2,291	0,581	1,591		
IO	I	2	0,041	0,721	15,04	39,94	30,28	9,58	0,60	0,60	0,60	0,60	2,00	1,861	1,911	0,961	0,171	1,131		
I	I	3	0,001	0,101	2,82	22,66	35,63	19,55	2,03	4,05	1,01	2,03	10,13	2,591	3,181	2,011	0,561	1,821		
I	---	F15	1	10,191	37,681	39,96	8,86	2,28	1,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,041	0,061	0,811	0,101	1,041		
I	I	2	15,561	47,761	30,34	4,18	1,24	0,60	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,211	-0,231	0,721	0,111	0,961		
I	I	3	44,241	39,621	12,79	1,96	0,88	0,40	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,861	-0,661	0,581	0,601	0,991		
I	I	F16a	1	19,751	36,481	32,36	7,31	2,61	1,31	0,19	0,00	0,00	0,00	0,121	-0,131	0,891	0,181	0,911		
I	I	2	12,531	35,851	38,56	9,89	2,13	0,95	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,021	0,031	0,841	0,081	0,971		
I	I	F16b	1	13,411	41,501	37,51	6,31	0,96	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,101	-0,101	0,751	0,051	0,911		
I	I	F16c	1	11,181	36,601	41,26	8,47	1,66	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,101	-0,101	0,791	0,031	0,941		
I	I	2	14,931	41,191	36,04	6,30	1,22	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,111	-0,111	0,781	0,081	0,871		
I	I	3	33,931	44,161	18,59	2,44	0,56	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,611	-0,511	0,621	0,371	0,851		
I	I	4	18,781	46,761	26,60	5,27	1,66	0,79	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,291	-0,241	0,771	0,191	0,941		
I	I	5	9,261	27,301	38,64	12,50	3,99	2,20	1,02	1,02	1,02	0,00	3,05	0,361	0,401	1,461	0,311	1,941		
I	I	6	34,781	39,501	19,52	4,41	1,18	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,611	-0,431	0,731	0,431	0,901		

continua...

LOCAL	PERFIL	ANOSTRA	DIAMETRO EN MM (Escala Wentworth)										PARAMETROS						
			GRANULO		ARCIA			SILTE					ARGILA	ESTADISTICOS					
			4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	( 0,004	Md	Mz	C <sub>v</sub>	S <sub>x</sub>	K <sub>G</sub>
	F17	1	19,421	36,121	30,83	9,80	2,73	0,86	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,131	-0,091	0,921	0,201	0,841
		2	19,101	31,461	29,90	10,58	4,81	2,35	1,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,021	0,061	1,151	0,261	1,011
IS		3	14,561	24,821	38,08	16,80	4,34	1,18	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,291	0,201	1,021	0,001	0,911
IE S		4	15,331	22,491	38,64	10,49	2,15	0,56	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,071	0,001	0,871	0,021	0,851
IR A	F18a	1	0,851	13,751	53,95	22,98	3,79	0,59	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,99	0,061	0,721	0,821	0,171	1,471
IT O		2	5,711	35,971	40,91	9,94	2,15	0,71	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,98	0,191	0,261	1,051	0,301	1,691
IA C		3	1,421	22,191	59,26	15,31	1,30	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,491	0,451	0,611	-0,041	1,021
IO A S		4	0,021	1,701	30,41	53,10	13,32	1,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,241	1,311	0,621	0,121	1,051
I P E		5	11,541	27,331	42,45	15,52	2,50	0,56	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,311	0,201	0,901	-0,091	0,861
IO E B		6	8,351	39,911	46,32	5,01	0,31	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,031	0,001	0,661	-0,051	0,901
IO L A		7	5,911	13,251	25,35	28,42	13,48	5,18	1,05	3,15	1,05	1,05	1,05	2,10	1,141	1,221	1,731	0,221	1,561
I A S	F18b	1	19,021	27,431	34,61	14,87	2,64	1,16	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,111	0,071	0,981	0,051	0,791
IC T		2	0,341	7,781	49,18	31,84	5,84	0,02	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,891	0,971	0,931	0,291	1,571
IA I		3	7,141	25,021	39,68	15,64	4,27	2,09	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	2,05	0,491	0,531	1,451	0,281	1,921
IM A		4	10,061	17,821	36,96	21,68	6,00	2,16	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	1,00	0,671	0,651	1,381	0,171	1,551
IP O		5	11,521	29,381	39,95	13,96	3,32	1,41	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,211	0,201	0,941	0,081	1,061
IO		6	14,961	28,901	37,94	15,30	2,41	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,191	0,101	0,931	-0,011	0,861
		7	0,001	0,481	17,51	54,71	18,43	2,83	1,01	1,01	2,01	1,01	1,01	1,01	1,391	1,601	1,011	0,441	1,911
		8	0,101	0,821	8,86	28,80	35,37	16,02	1,00	2,01	1,00	1,00	1,00	5,01	0,231	0,261	1,681	0,361	1,961
		9	5,831	26,271	49,05	16,09	1,81	0,74	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,391	0,341	0,781	-0,081	1,041
		10	24,681	42,001	14,22	8,12	3,06	1,90	1,26	1,26	1,26	1,26	1,26	1,00	0,491	-0,091	1,481	0,641	1,571
	F18c	1	2,241	27,141	48,42	14,00	2,74	0,98	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	1,00	0,421	0,471	1,001	0,251	1,651
		2	0,441	14,321	52,42	23,70	3,98	1,08	0,78	0,76	0,76	0,76	0,76	1,00	0,721	0,741	0,851	0,211	1,521
		3	19,241	29,901	31,75	15,03	2,99	1,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,061	0,041	0,991	0,121	0,791
		4	5,601	25,121	45,13	20,99	2,64	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,521	0,431	0,831	-0,111	1,011
		5	7,361	23,201	36,72	18,92	4,82	2,74	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,00	0,591	0,631	1,461	0,261	1,731
		6	16,201	19,561	31,26	19,02	5,98	2,30	1,42	1,42	1,42	1,42	1,42	0,00	0,521	0,441	1,551	0,161	1,341
		7	0,411	1,101	10,61	29,96	32,92	12,58	4,14	1,03	1,03	1,03	1,03	5,17	2,191	2,281	1,711	0,351	1,941
		8	0,341	7,981	53,02	28,34	4,38	1,30	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	1,00	0,821	0,891	0,921	0,301	1,881
		9	10,941	25,081	24,27	22,05	9,32	2,23	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,621	0,661	1,641	0,251	1,301
	F18d	1	19,481	23,941	27,69	13,22	6,78	2,52	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,09	0,231	0,391	1,681	0,351	1,311
		2	0,981	4,161	25,28	33,34	17,19	7,83	1,02	2,04	1,02	1,02	1,02	5,10	1,481	1,811	1,891	0,511	2,071
		3	11,151	32,781	36,72	14,59	3,67	0,99	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,181	0,171	0,941	0,111	0,981
		4	7,661	14,511	16,69	18,43	22,91	12,54	1,04	2,08	1,04	2,08	1,04	1,04	1,601	1,491	1,891	0,061	1,091
		5	30,621	37,261	10,72	4,90	8,78	3,66	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,00	-0,511	0,151	1,501	0,681	1,291
	F19a	1	1,041	19,131	56,54	18,19	3,40	1,64	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,591	0,571	0,701	0,081	1,181
		2	3,011	33,121	50,27	9,65	2,62	1,12	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,261	0,271	0,711	0,111	1,171
		3	4,001	36,301	40,66	9,74	2,54	1,22	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,00	0,211	0,321	1,231	0,381	2,041
		4	2,481	25,801	47,13	16,13	6,10	2,31	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,471	0,521	0,871	0,171	1,201
		5	14,261	18,621	23,16	9,74	10,62	10,20	3,09	1,03	3,09	1,03	1,03	5,15	0,721	1,201	2,521	0,451	1,191
		6	28,571	42,851	17,27	4,63	3,14	3,30	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,571	-0,321	0,981	0,531	1,251
		7	5,321	19,931	27,88	11,30	10,33	9,27	1,06	2,13	2,13	2,13	2,13	8,51	0,901	1,531	2,491	0,521	1,271
	F19b	1	33,741	39,191	19,90	6,03	0,90	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,601	-0,401	0,751	0,461	0,871
		2	1,601	11,411	35,57	38,42	11,11	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,011	1,011	0,871	-0,031	1,171
C		3	0,311	1,741	8,13	23,45	28,80	22,86	2,10	3,15	2,10	1,05	1,05	6,30	2,481	2,541	1,801	0,301	1,771
I A		4a	41,881	31,931	16,71	6,39	2,02	1,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,771	-0,461	0,821	0,641	1,001
IS P		4b	1,611	18,481	60,87	15,25	2,58	1,09	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,541	0,511	0,651	0,011	1,201
IE E		4c	52,751	28,631	12,57	3,68	1,41	0,82	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,001	-0,661	0,691	0,811	1,221
IR L		5a	5,621	41,461	48,88	3,76	0,20	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,031	0,051	0,581	-0,031	1,021
IT A		5b	3,681	29,561	51,92	12,34	2,04	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,321	0,321	0,691	-0,021	1,061
IA	F19c	1	3,151	36,511	50,56	8,94	0,69	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,181	0,191	0,631	0,031	1,001
IO S		2	0,211	2,501	19,22	30,42	25,15	11,22	1,03	1,03	4,10	1,03	1,03	4,10	0,911	2,071	1,701	0,351	1,611
IA		3	0,001	3,051	40,47	47,71	7,89	0,85	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,101	1,121	0,591	0,101	1,201
IO O		4	0,281	2,311	10,19	27,72	32,10	13,43	2,15	4,29	2,15	1,07	1,07	4,29	2,231	2,381	1,701	0,321	1,711
IO		5	2,001	28,821	50,92	10,26	2,06	0,82	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	2,00	0,331	0,401	1,081	0,341	2,131
I S	F19d	1a1	3,471	16,711	46,23	20,92	7,17	5,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,701	0,741	1,041	0,161	1,431
IC E		1a2	6,201	25,041	49,37	14,74	2,82	1,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,451	0,371	0,831	-0,031	1,181
IA B	F19e	1	6,931	25,471	47,53	14,91	3,00	2,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,401	0,361	0,871	0,001	1,171
IM A		2a	9,661	27,911	35,98	10,91	5,79	3,71	2,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	0,331	0,531	1,491	0,361	1,581
IP S		2b	24,851	42,951	27,34	4,05	0,70	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,411	-0,321	0,711	0,211	0,741
IO Y		3	2,761	10,291	36,15	36,51	10,61	3,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,021	1,021	0,941	0,021	1,271
I I	F19III	1	59,901	29,101	8,78	2,00	0,20	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,031	-0,811	0,501	0,751	1,401
I R		2	31,151	43,701	20,38	4,22	0,46	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,581	-0,451	0,681	0,371	0,861
I O		3	13,791	29,021	44,92	11,33	0,82	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,171	0,051	0,811	-0,111	0,801
		4	5,201	26,791	55,40	11,68	0,88	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,321	0,271	0,681	-0,111	1,081
		5	43,611	33,381															

continuação:

LOCAL, IPERFILIA, MOSTRA	DIAMETRO EM MM (Escala Wentworth)											PARAMETROS							
	GRANULO		AREIA				SILTE				ARGILA	ESTATISTICOS							
	4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	< 0,004	Kd	Kz	σ <sub>1</sub>	SK <sub>1</sub>	K <sub>G</sub>		
F112	1a	13,931	38,511	29,59	12,23	3,83	1,86	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,051	0,051	0,991	0,241	1,001	
	1b	17,341	31,161	27,68	13,50	4,76	1,24	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	0,00	0,071	0,161	1,281	0,301	1,101	
	2a	8,951	40,011	37,70	6,80	1,63	0,88	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	0,00	0,031	0,071	1,001	0,271	1,521	
	2b	16,271	44,791	28,74	4,69	1,40	0,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,00	1-0,201	-0,181	0,921	0,221	1,321	
C F113	1	0,821	17,721	55,80	21,20	3,72	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,601	0,611	0,691	0,041	1,141	
	2	0,881	29,281	50,23	13,72	3,83	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,401	0,431	0,771	0,171	1,181	
	3	10,591	46,121	34,99	5,23	1,66	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,101	-0,081	0,741	0,141	1,021	
	4	27,961	35,891	11,05	6,25	9,04	4,72	1,02	2,04	1,02	1,02	1,02	0,00	1,02	-0,431	0,241	1,621	0,671	1,061
F114	1	6,631	30,471	40,24	10,20	2,59	1,63	1,03	1,03	2,06	1,03	1,03	3,10	0,281	0,411	1,621	0,421	2,631	
	2	2,671	28,471	45,18	11,54	3,71	2,32	2,04	2,04	1,02	1,02	1,02	0,00	1,02	0,401	0,511	0,241	0,381	2,011
	3	7,841	27,861	39,77	13,84	4,00	1,56	1,03	2,05	1,03	1,03	1,03	0,00	0,401	0,421	1,271	0,241	1,701	
	4	12,311	33,921	43,04	8,62	1,40	0,48	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,061	0,021	0,791	-0,021	0,881	
F115	1	3,421	22,991	46,72	15,49	4,31	1,97	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,621	0,581	1,171	0,271	1,821
	2	2,091	13,241	48,70	21,47	4,20	1,95	2,09	3,13	1,04	1,04	1,04	1,04	0,741	0,871	1,341	0,381	2,291	
	3	3,111	23,601	44,07	11,80	4,39	2,80	1,02	3,07	1,02	1,02	1,02	4,09	0,571	0,841	1,821	0,511	2,521	
	4	0,901	19,021	56,57	14,38	2,79	1,23	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,541	0,601	1,031	0,321	2,171	
F116	1	4,041	32,001	43,53	10,73	2,94	1,65	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,301	0,371	1,181	0,321	1,891
	2	0,371	12,271	52,07	21,17	4,37	2,53	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	3,09	0,721	0,891	1,391	0,441	2,771	
	3	0,511	3,321	19,97	37,95	23,43	7,71	1,02	2,03	1,02	1,02	1,02	2,03	1,651	1,771	1,351	0,321	1,621	
	4	6,981	34,561	34,66	11,96	3,96	2,12	1,20	1,20	1,18	1,18	1,18	1,00	0,211	0,361	1,361	0,381	1,781	
F117	1	15,761	44,161	25,44	5,38	2,16	1,40	1,18	1,18	1,18	1,18	1,18	1,00	0,231	-0,101	1,341	0,431	1,911	
	2	1,051	17,341	57,54	14,15	2,82	0,02	2,02	1,01	1,01	1,01	1,01	2,02	0,541	0,651	1,211	0,421	2,661	
	3	1,971	19,751	59,21	12,87	2,07	0,04	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,00	0,491	0,511	0,771	0,151	1,451	
	4	1,091	17,851	63,81	14,89	2,34	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,511	0,491	0,611	0,041	1,191	
F118	1	0,701	12,921	54,69	21,73	4,20	1,63	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	0,00	0,721	0,751	0,921	0,261	1,731	
	2	0,001	0,001	0,00	0,12	53,29	45,29	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,001	2,961	0,311	-0,051	0,991	
	3	0,001	0,001	0,00	0,19	65,76	34,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,881	2,871	0,321	0,011	0,981	
	4	0,001	0,001	0,00	0,25	56,19	43,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,961	2,951	0,291	-0,031	1,011	
F119	1	0,001	0,001	0,00	0,24	61,66	37,38	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,901	2,881	0,331	-0,051	0,951	
	2	40,691	25,711	14,96	5,66	3,51	3,40	1,01	2,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1-0,661	-0,141	1,561	0,731	1,601	
	3	16,051	17,091	14,40	7,29	5,16	3,97	1,06	5,31	1,06	7,43	20,17	1,151	2,771	3,801	0,541	0,521		
	4	7,881	15,631	23,12	13,41	8,31	4,83	2,06	5,16	1,03	1,03	17,54	1,201	2,951	3,611	0,581	0,841		
F120	1	40,391	32,741	15,98	6,51	2,49	1,71	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,731	-0,401	0,901	0,641	1,061	
	2	6,391	17,561	37,95	21,59	6,10	4,16	2,08	1,04	1,04	1,04	0,00	2,08	0,731	0,821	1,441	0,241	1,661	
	3	13,031	33,201	25,10	7,95	4,06	3,40	2,00	2,04	1,02	1,02	1,02	6,12	0,111	0,801	2,401	0,621	2,041	
	4	34,281	14,501	11,76	8,49	6,79	6,37	3,14	4,19	2,10	1,05	7,33	0,101	1,191	2,841	0,651	0,991		
F121	1	25,421	23,631	18,05	8,77	5,96	4,80	1,03	2,06	1,03	2,06	2,06	7,20	0,041	0,791	2,541	0,621	1,351	
	2	13,341	22,591	30,64	13,53	5,75	4,84	1,03	2,07	2,07	2,07	2,07	2,07	0,521	0,741	2,001	0,391	1,721	
	3	15,521	16,061	13,11	9,10	7,26	6,80	2,07	9,33	1,04	2,07	17,63	1,451	2,861	3,761	0,471	0,691		
	4	8,971	15,021	18,02	9,78	5,79	3,59	2,68	6,70	1,34	2,68	25,44	1,761	3,211	3,711	0,471	0,521		
F122	1	0,001	1,871	11,48	30,28	24,50	9,61	2,12	6,36	1,06	2,12	10,61	2,201	2,981	2,331	0,551	1,501		
	2	10,301	40,261	23,48	7,24	4,01	4,36	1,03	3,10	2,07	1,03	3,10	0,001	0,601	2,001	0,631	1,911		
	3	2,981	38,361	33,38	9,60	3,94	2,55	2,04	1,02	3,06	1,02	2,04	0,251	0,571	1,681	0,561	2,281		
	4	24,061	18,461	17,12	16,78	9,19	4,86	1,06	2,12	1,06	1,06	4,24	0,541	0,751	2,221	0,371	1,221		
F123	1	25,121	27,091	21,57	12,84	5,44	2,80	1,03	1,03	2,05	1,03	0,00	1-0,091	0,191	1,491	0,451	1,051		
	2	0,761	3,131	6,23	8,77	21,20	18,66	2,06	8,25	2,06	1,03	27,84	3,451	4,511	3,901	0,381	0,621		
	3	0,841	10,351	31,08	28,05	14,10	6,17	1,05	1,05	2,09	1,05	4,18	1,201	1,471	1,821	0,441	1,871		
	4	2,001	8,191	19,53	22,73	21,36	14,48	1,07	1,07	4,26	0,00	5,33	1,901	1,981	2,091	0,281	1,551		
F124	1	1,851	9,691	20,91	22,41	18,71	11,86	1,04	3,12	1,04	2,08	7,28	1,761	1,961	2,211	0,341	1,501		
	2	28,841	35,121	21,82	5,88	2,18	1,18	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	1-0,371	-0,181	1,271	0,481	1,451		
	3	11,331	23,501	29,02	14,55	5,21	2,33	1,00	2,01	1,00	1,00	0,04	0,551	0,991	2,411	0,491	1,961		
	4	18,951	19,621	20,40	14,17	7,85	5,33	3,16	2,11	1,05	1,05	6,32	0,541	1,021	2,531	0,451	1,351		
F125	1	8,921	25,371	32,74	14,68	6,10	4,79	3,18	1,06	1,06	1,06	1,06	1,06	0,451	0,721	1,591	0,361	1,421	
	2	19,631	13,251	23,79	20,77	8,66	4,48	1,05	2,09	1,05	1,05	4,19	0,781	0,781	2,171	0,271	1,491		

Tab. 10.1 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de sedimentos, de acordo com a respectiva procedência.

Com os dados da análise mecânica foram construídas as curvas de frequência acumulada em papel de probabilidade aritmética, sendo então determinado o teor mais provável no intervalo

de classe. Para classificação do tamanho dos grãos foi empregada a escala de Wentworth (1922).

Para a análise em laboratório foram coletados somente os clastos menores de 2 mm. Nas linhas de seixos foi coletada apenas a matriz. Os ruditos (seixos, blocos e matacões) foram medidos separadamente e aleatoriamente na área de ocorrência dos terraços do Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo (Capela São Sebastião). O diâmetro dos clastos medidos e classificação encontram-se na tabela 10.2. A classificação dos mesmos foi feita de acordo com a escala de Wentworth (1922).

Classificação de Fragmentos de Rocha

Classificação de Fragmentos de Rocha

d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES	d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES
1000,00	650,00	500,00	687,53	matacao	700,00	480,00	320,00	475,51	matacao
370,00	310,00	130,00	246,13	bloco	1270,00	800,00	700,00	892,61	matacao
240,00	200,00	120,00	179,26	bloco	340,00	340,00	210,00	289,55	matacao
1100,00	900,00	750,00	905,52	matacao	1050,00	800,00	600,00	795,81	matacao
400,00	170,00	300,00	273,24	matacao	780,00	400,00	350,00	477,98	matacao
570,00	250,00	360,00	371,57	matacao	360,00	330,00	230,00	301,20	matacao
300,00	240,00	150,00	221,04	bloco	580,00	560,00	300,00	460,16	matacao
120,00	80,00	70,00	87,59	bloco	1000,00	600,00	500,00	669,43	matacao
1400,00	450,00	800,00	795,81	matacao	280,00	230,00	130,00	203,05	bloco
70,00	60,00	50,00	59,44	seixo	600,00	400,00	500,00	493,24	matacao
110,00	60,00	90,00	84,06	bloco	450,00	300,00	220,00	309,68	matacao
600,00	550,00	500,00	548,48	matacao	800,00	700,00	360,00	586,36	matacao
650,00	170,00	460,00	370,43	matacao	970,00	650,00	400,00	631,80	matacao
240,00	180,00	100,00	162,87	bloco	670,00	450,00	370,00	481,39	matacao
260,00	180,00	100,00	167,27	bloco	180,00	150,00	60,00	117,45	bloco
500,00	200,00	340,00	323,96	matacao	70,00	70,00	40,00	58,09	seixo
500,00	280,00	140,00	269,62	matacao	60,00	40,00	30,00	41,60	seixo
800,00	450,00	450,00	545,14	matacao	70,00	50,00	40,00	51,92	seixo
450,00	250,00	210,00	286,94	matacao	100,00	80,00	30,00	62,14	seixo
260,00	180,00	110,00	172,67	bloco	60,00	30,00	30,00	37,80	seixo
460,00	250,00	300,00	325,54	matacao	60,00	50,00	50,00	53,13	seixo
1000,00	700,00	600,00	748,89	matacao	60,00	50,00	20,00	39,15	seixo
240,00	240,00	180,00	218,05	bloco	70,00	60,00	30,00	50,13	seixo
560,00	250,00	280,00	339,70	matacao	90,00	60,00	50,00	64,63	bloco
300,00	270,00	140,00	224,67	bloco	140,00	60,00	40,00	69,52	bloco
220,00	180,00	100,00	158,21	bloco	150,00	100,00	80,00	106,27	bloco
120,00	90,00	70,00	91,10	bloco	90,00	70,00	50,00	68,04	bloco
200,00	130,00	100,00	137,51	bloco	40,00	30,00	20,00	28,84	seixo
190,00	180,00	70,00	133,77	bloco	50,00	40,00	40,00	43,09	seixo
220,00	150,00	120,00	158,21	bloco	90,00	50,00	50,00	60,82	seixo
220,00	130,00	90,00	137,05	bloco	70,00	40,00	50,00	51,92	seixo
100,00	70,00	60,00	74,89	bloco	80,00	60,00	50,00	62,14	seixo
80,00	60,00	50,00	62,14	seixo	80,00	70,00	70,00	73,19	bloco
80,00	50,00	80,00	68,40	bloco	80,00	60,00	50,00	62,14	seixo
110,00	40,00	40,00	56,04	seixo	110,00	60,00	50,00	69,10	bloco
60,00	40,00	40,00	45,79	seixo	110,00	70,00	90,00	88,49	bloco
200,00	140,00	130,00	153,83	bloco	120,00	70,00	60,00	79,58	bloco
300,00	230,00	90,00	183,81	bloco	100,00	40,00	40,00	54,29	seixo

continua...

Classificação de Fragmento de Rochas

Classificação de Fragmento de Rochas

d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES	d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES
130,00	100,00	60,00	92,05	bloco	150,00	100,00	80,00	106,27	bloco
850,00	450,00	750,00	659,52	matacao	120,00	120,00	50,00	89,63	bloco
750,00	500,00	260,00	460,26	matacao	70,00	70,00	50,00	62,57	seixo
180,00	150,00	90,00	134,44	bloco	400,00	220,00	180,00	251,14	bloco
150,00	100,00	60,00	96,55	bloco	370,00	300,00	200,00	281,05	matacao
70,00	50,00	40,00	51,92	seixo	130,00	90,00	60,00	88,87	bloco
70,00	50,00	50,00	55,93	seixo	150,00	100,00	70,00	101,64	bloco
170,00	110,00	100,00	123,20	bloco	90,00	70,00	70,00	76,12	bloco
400,00	290,00	170,00	270,17	matacao	260,00	190,00	100,00	170,31	bloco
200,00	110,00	100,00	130,06	bloco	100,00	60,00	80,00	78,30	bloco
730,00	370,00	300,00	432,73	matacao	180,00	140,00	90,00	131,39	bloco
480,00	340,00	150,00	290,36	matacao	200,00	130,00	110,00	141,95	bloco
500,00	460,00	300,00	410,16	matacao	60,00	50,00	30,00	44,81	seixo
500,00	240,00	230,00	302,21	matacao	70,00	40,00	30,00	43,80	seixo
800,00	650,00	400,00	592,50	matacao	150,00	70,00	70,00	90,25	bloco
400,00	270,00	200,00	278,50	matacao	70,00	60,00	40,00	55,18	seixo
700,00	400,00	250,00	412,13	matacao	70,00	50,00	30,00	47,18	seixo
900,00	500,00	660,00	667,19	matacao	50,00	50,00	40,00	46,42	seixo
630,00	500,00	300,00	455,49	matacao	110,00	60,00	30,00	58,28	seixo
200,00	200,00	100,00	158,74	bloco	60,00	50,00	50,00	53,13	seixo
310,00	200,00	120,00	195,22	bloco	110,00	70,00	40,00	67,53	bloco
750,00	650,00	480,00	616,22	matacao	90,00	80,00	60,00	75,60	bloco
100,00	50,00	30,00	53,13	seixo	580,00	270,00	230,00	330,25	matacao
900,00	850,00	780,00	841,88	matacao	650,00	570,00	430,00	342,11	matacao
870,00	500,00	450,00	580,63	matacao	200,00	120,00	110,00	138,21	bloco
750,00	580,00	500,00	601,39	matacao	110,00	60,00	60,00	73,43	bloco
1100,00	400,00	560,00	626,92	matacao	90,00	70,00	40,00	63,16	seixo
250,00	210,00	100,00	173,80	bloco	60,00	40,00	30,00	41,60	seixo
250,00	250,00	120,00	195,74	bloco	1800,00	1000,00	1000,00	1216,44	matacao
1800,00	1300,00	800,00	1232,45	matacao	900,00	900,00	500,00	739,86	matacao
900,00	700,00	580,00	714,92	matacao	1200,00	800,00	400,00	726,85	matacao
1500,00	1000,00	900,00	1105,21	matacao	800,00	700,00	500,00	654,21	matacao
580,00	400,00	400,00	452,74	matacao	600,00	300,00	450,00	432,67	matacao
2100,00	700,00	1150,00	1191,26	matacao	300,00	250,00	250,00	265,66	matacao
900,00	400,00	200,00	416,02	matacao	350,00	300,00	250,00	297,20	matacao
800,00	500,00	450,00	564,62	matacao	200,00	200,00	130,00	173,25	bloco
430,00	310,00	210,00	303,63	matacao	230,00	200,00	100,00	166,31	bloco

Tab. 10.2 - Diâmetro do material rudáceo e respectiva classificação, de acordo com a escala de Wentworth.

### 10.1.2 - Representação gráfica

Para a representação gráfica foram utilizados histogramas, diagramas de setor, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares de classificação.

Através da curva de frequência acumulada obtém-se os percentis 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84% e 95% para o cálculo gráfico dos parâmetros estatísticos.

Neste trabalho, os valores do diâmetro médio aritmético, diâmetro mediano, desvio padrão, assimetria e curtose, foram

obtidos a partir de um "software", que calcula esses parâmetros estatísticos de acordo com Folk e Ward (1957).

### 10.1.3 - Classificação e nomenclatura

Para classificação das areias adotou-se a escala proposta por Wentworth, com a introdução de modificações para uso em diagrama triangular de Shepard (1954b) (fig. 10.1).

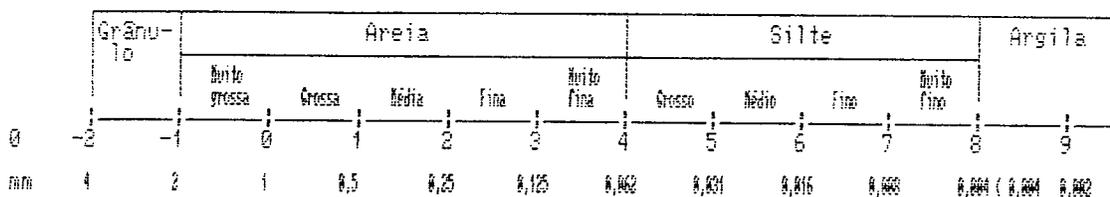


Fig. 10.1 - Intervalos de variação granulométrica de sedimentos clásticos, em  $\phi$  e em mm.

Para melhor caracterização das amostras de sedimentos, utilizou-se a representação em diagramas triangulares, propondo para os vértices denominações diferentes conforme a percentagem de grânulos.

Para amostras com mais de 5% de grânulos foram propostas as seguintes denominações: grânulo, areia e lama (silte + argila). Para as amostras com menos de 5% de grânulos: argila, areia (areia + grânulos) e silte. Tais diagramas encontram-se representados na figura 10.2.

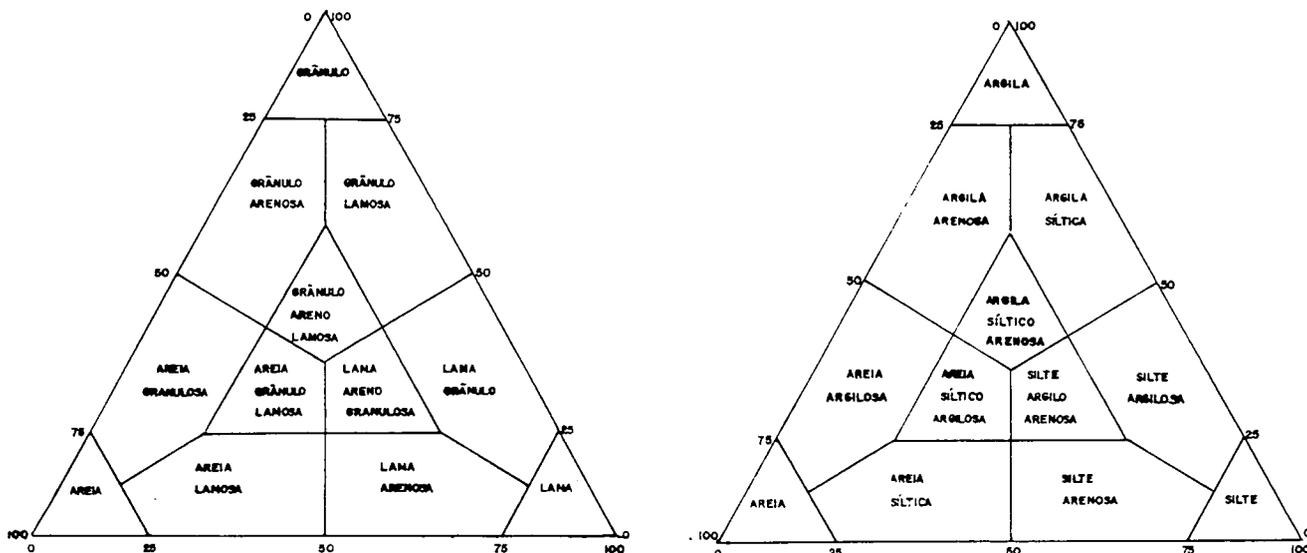


Fig. 10.2 - Diagramas triangulares da textura dos sedimentos, de acordo com a composição granulométrica das amostras.

Na tabela 10.3 encontra-se numericamente expressa a freqüência dos diferentes tipos de sedimentos, classificados de acordo com o diagrama triangular.

Das 179 amostras analisadas, 124 (69,27%) são classificadas como areia; 38 (21,23%) como areia granulosa; 8 (4,47%) co-

mo areia lamosa ; 4 (2,23%) como grânulo arenoso, 3 (1,68%) como areia siltica e 2 (1,12%) como areia argilosa.

Tipos de sedimento		Praia	Duna	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col. Atuv.
Argila	Argila					
	Argila arenosa					
	Argila siltica					
Areia	Areia			13	106	5
	Areia Argilosa			1		1
	Areia Siltica				2	1
	Areia granulosa				33	5
	Areia lamosa				7	1
Silte	Silte					
	Silte argiloso					
	Silte arenoso					
	Argila siltico-arenosa					
	Areia siltico-argilosa					
	Silte argilo-arenoso					
Grânulo	Grânulo					
	Grânulo arenoso				4	
	Grânulo lamoso					
Lama	Lama					
	Lama arenosa					
	Lama granulosa					

Tab. 10.3 - Frequência dos tipos de sedimentos, baseada na classificação pelo diagrama triangular, segundo a procedência das amostras.

#### 10.1.4 - Medidas de tendência central

Entre as medidas de tendência central são considerados os diâmetros médio aritmético e mediano, a classe modal e o número de classes texturais presentes nas amostras examinadas.

a - O diâmetro médio aritmético (Mz) é obtido graficamente através da seguinte fórmula (Folk & Ward, 1957):

$$Mz = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

O diâmetro médio aritmético, segundo a procedência das amostras, apresenta os seguintes valores médios e extremos (tab. 10.4):

		Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Mz	Máximo	0,1719	1,7532	1,1329
	Mínimo	0,0464	0,0713	0,0439
	Médio	0,1497	0,3368	0,4414

Tab. 10.4 - Valores médios e extremos do diâmetro médio, em mm.

b - O diâmetro mediano (Md) corresponde a 50% da distribuição granulométrica, sendo obtido graficamente por inspeção direta da curva de frequência acumulada.

O diâmetro mediano, segundo a procedência das amostras, apresenta os seguintes valores médios e extremos (tab. 10.5):

		Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Md	Máximo	0,6974	2,0420	1,2924
	Mínimo	0,125	0,125	0,0915

Tab. 10.5 - Valores extremos do diâmetro mediano, em mm.

c - A classe modal, na qual se situa a dominante granulométrica, refere-se à classe onde se encontram os grãos mais freqüentes, portanto onde se acha o diâmetro modal da amostra.

As ocorrências das várias classes modais para as amostras analisadas, neste trabalho, encontram-se na tabela 10.6.

		Intervalo de Classe em mm	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
Grânulo		2 - 4		12	1
A r e i a	M G	1 - 2		38	4
	G	0,5 - 1		74	5
	M	0,25 - 0,5		16	2
	F	0,125 - 0,25	13	12	1
	M F	0,062 - 0,125	1		
S i l t e	G	0,031 - 0,062			
	M	0,016 - 0,031			
	F	0,008 - 0,016			
	M F	0,004 - 0,008			
Argila		< 0,004			

Tab. 10.6 - Freqüência em nº de casos, nas várias classes modais, de acordo com a procedência das amostras.

Nota-se que o número de intervalos de classes (5) é o mesmo para amostras do ambiente fluvial e rampas, diferindo completamente para amostras de dunas dissipadas (2). As amostras do ambiente fluvial e rampas distribuem-se entre as classes modais grânulo (1 - 2 mm) e areia fina (0,125 - 0,25 mm), concentrando-se nas classes modais areia grossa (0,5 - 1 mm) a muito grossa (0,25 - 0,5). As amostras de dunas dissipadas se distribuem pelas classes de areia fina e muito fina (0,062 - 0,125 mm).

As amostras de ambiente fluvial e rampas também se apresentam em percentagens semelhantes para cada intervalo de classe: grânulo (7,89 e 7,69%), areia muito grossa (25 e 30,77%), areia grossa (48,69 e 38,47%), areia média (10,53 e 15,38%) e areia fina (7,89 e 7,69%), respectivamente. Nas de dunas dissipadas 92,86% das amostras concentram-se no intervalo da areia fina.

A tabela 10.7 assinala qual a percentagem que ocorre na classe modal, bem como a sua freqüência em número de casos.

Os dados da referida tabela indicam que as amostras dos diferentes ambientes divergem bastante com relação às

Percentagem na Classe Modal	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
0 - 10			
10 - 20		5	
20 - 30		13	8
30 - 40		50	4
40 - 50	1	52	12
50 - 60	1	26	
60 - 70		6	
70 - 80	5		
80 - 90	7		
90 - 100			

Tab. 10.7 - Percentagem na classe modal. Freqüência em nº de casos, de acordo com a procedência das amostras.

percentagens mais freqüentes na classe modal. As amostras de dunas dissipadas possuem percentagens mais freqüentes entre 80 e 90%. As amostras do ambiente fluvial têm em sua classe modal percentagens variáveis entre 10 e 70%, estando as mais freqüentes entre 30 e 50%. Nas amostras de rampa as percentagens mais comuns estão entre 20 e 30%.

Existe uma estreita correlação entre a freqüência da classe modal e o diâmetro mediano da amostra, bem como com o desvio padrão da distribuição (Bigarella et al., 1966). A comparação entre as tabelas 10.6, 10.7 e 10.10, confirma a existência desta correlação na área estudada.

d - As classes texturais são os intervalos da escala de Wentworth (1922) que apresentam uma freqüência de mais de 1% da distribuição granulométrica. A tabela 10.8 relaciona a freqüência do número de classes texturais, de acordo com as diferentes procedências.

Classes Texturais	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
1			
2		3	
3	13	2	
4		25	
5		29	
6		31	1
7		2	1
8	1		
9		5	
10		24	4
11		31	7

Tab. 10.8 - Nº de classes texturais presentes. Freqüência em nº de casos, de acordo com a procedência das amostras.

As dunas dissipadas apresentam o maior número - 13 - de amostras com apenas três classes texturais. Considerando-se o total de amostras desta procedência esse número equivale a 92,86%. As amostras do ambiente fluvial apresentam de 2 a 11 classes texturais. O maior número de amostras de rampa apresentam de 10 a 11 classes texturais.

### 10.1.5 - Medidas de dispersão

a - O desvio-padrão gráfico incluso é obtido graficamente a partir da curva de freqüência acumulada mediante a seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

O desvio padrão em milímetro para as amostras é apresentada na tabela 10.9:

	Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Máximo	0,1830	0,9718	0,125
Mínimo	0,8056	0,8468	0,4147
Médio	0,7022	0,4475	0,2432

A freqüência dos diversos valores do desvio padrão referentes às amostras, de acordo com a procedência, encontram-se na tabela 10.10.

Tab. 10.9 - Valores médios e extremos do desvio padrão, em mm, de acordo com a procedência das amostras.

Como a própria tabela indica, os sedimentos das dunas de dissipação são melhor selecionados. A maior parte das amostras do ambiente fluvial são de medianamente selecionadas (0,5 - 1) a pobremente selecionadas (1 - 2, 2 - 3, 3 - 4). As amostras que apresentam-se muito bem selecionadas, neste ambiente, referem-se a um perfil às margens do Rio da Madre, junto aos feixes de restinga, nas proximidades da ponte dos Morretes. Os sedimentos da rampa apresentam-se pobremente selecionados.

Desvio padrão		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Muito bem selecionado	0 - 0,35	4	6	
Bem selecionado	0,35 - 0,5	9	1	
Medianamente selecionado	0,5 - 1		81	
Pobremente selecionado	1 - 2		51	5
	2 - 3	1	9	7
	3 - 4		4	1
	> 4			

Tab. 10.10 - Frequência em nº de casos por intervalo do desvio padrão para as amostras de acordo com a sua procedência.

#### 10.1.6 - Medidas de assimetria e curtose

a - A assimetria gráfica inclusa é obtida mediante a seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$S_{ki} = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

A frequência dos diversos valores da assimetria encontra-se na tabela 10.11.

A maior parte das amostras de dunas dissipadas apresentam-se aproximadamente simétrica (42,86%) e assimétrica positiva (42,86%). As amostras de ambiente fluvial apresentam, principalmente, assimetria muito positiva (42,11%) e assimetria positiva (30,26%). As amostras de rampa apresentam, predomina-

Desvio padrão		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Assimetria		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Assimetria muito negativa	-1 a -0,3			
Assimetria negativa	-0,3 a -0,1	1	4	
Aproximadamente simétrico	-0,1 a 0,1	6	38	
Assimetria positiva	0,1 a 0,3	6	46	2
Assimetria muito positiva	0,3 a 1	1	64	11

Tab. 10.11 - Frequência em nº de casos por intervalo da assimetria para as amostras, de acordo com a sua procedência.

temente, assimetria muito positiva (84,62%).

Um valor positivo de assimetria significa que a curva é assimétrica em direção aos grãos mais finos, isto é, que o agente de transporte não eliminou a fração fina do material transportado. O contrário é verificado quando os valores são negativos (Bigarella et al., 1966).

Na área estudada predominam amostras com valores de assimetria positivos. A presença de valores de assimetria negativos ocorre numa amostra de dunas dissipadas e em quatro da planície de inundação do Rio da Madre. Tais amostras são constituídas por 98 a 100% de areia de fina a muito fina em quantidades proporcionais. Nos dois depósitos onde foram coletadas estas amostras as demais apresentam assimetria positiva e são constituídas por quantidade superior a 65% de areia fina.

Cronan (1972) concluiu que a interpretação de Duane (1964), de que assimetria negativa indicaria erosão ou não deposição enquanto assimetria positiva indicaria deposição, não pode ser estendida a sedimentos fortemente polimodais. De acordo com o mesmo autor, os valores das estatísticas vão refletir as diferentes proporções de misturas de diferentes modas e não o regime deposicional, que é único na área por ele estudada (Mar da Irlanda, entre a Ilha de Man e Cumberland). Na área objeto deste trabalho, o sinal da assimetria parece estar mais associada à distribuição granulométrica das amostras.

b - A curtose gráfica é dada pela seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$K_G = \frac{\sigma_{95} - \sigma_5}{2,44(\sigma_{75} - \sigma_5)}$$

A frequência dos diversos valores de curtose encontra-se na tabela 10.12.

Das 179 amostras coletadas, 54 apresentam distribuição normal (mesocúrticas). A maior parte das amostras de dunas dissipadas (78,58%) e 42 amostras de ambiente fluvial (27,63%) apresentaram-se mesocúrticas. Apenas 26 amostras do ambiente fluvial (17,10%) apresentam distribuições bimodais com duas modas iguais. Os valores leptocúrticos indicam sedi-

Curtose	Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Muito platicúrtica < 0,67		2	1
Platicúrtica 0,67 - 0,9		26	
Mesocúrtica 0,9 - 1,11	11	42	1
Leptocúrtica 1,11 - 1,5	2	37	6
Muito leptocúrtica > 1,5	1	45	5

Tab. 10.12 Frequência em nº de casos por intervalo da curtose para as amostras, de acordo com a sua procedência.

mentos relativamente bem selecionados na parte central da distribuição (Suguio, 1973).

#### 10.1.7 - Correlação entre os parâmetros

A correlação entre os diferentes parâmetros da distribuição granulométrica foi testada, a fim de encontrar caracteres distintivos entre os ambientes pesquisados, bem como detectar qualquer tendência ou relação que melhor auxilie a interpretação do ambiente de sedimentação.

##### 10.1.7.1 - Correlação entre diâmetro médio e seleção

O diagrama da correlação entre os parâmetros  $M_z$  x  $\phi_1$  fornece numerosas informações relativas à variação dos valores de seleção, de acordo com o tamanho médio do grão.

Inman (1949) demonstrou que o coeficiente de seleção constitui uma função do tamanho da partícula, reconhecendo um padrão em forma de "V" ao redor do diâmetro médio 0,18 mm hidrodinamicamente excepcional. Partículas de tamanho maior ou menor apresentam-se menos selecionadas.

Folk & Ward (1957) estudando os sedimentos fluviais do Brazos River, verificaram que a melhor seleção ocorre quando existe uma moda proeminente na distribuição granulométrica. Por outro lado, a pior seleção é encontrada quando o tamanho médio aritmético situa-se a meio caminho entre os diâmetros modais. Estes autores mencionam que a verdadeira tendência da distribuição consiste, provavelmente, numa curva sinusoidal, repetida sobre vários comprimentos de onda, na qual a cada máximo corresponde uma moda presente na seqüência dos sedimentos considerados.

Os diagramas referentes à área estudada mostram a tendência em forma de "V". As areias do ambiente fluvial, desta área, apresentam uma grande variedade de tamanhos médios, entre 0,069 e 1,8 mm. Isto segundo Bigarella (1978), permite uma boa análise das relações entre os parâmetros  $M_z$  x  $\phi_1$ .

A inspeção no diagrama (fig. 10.3) sugere a presença de pelo menos duas modas principais: a) areia grossa e b) areia fina. Na moda de areia fina encontram-se amostras de dunas dissipada e do ambiente fluvial, as quais apresentam a melhor seleção. As amostras do ambiente fluvial (Perfil Fl18 - figs. 10.38 e 10.43) apresentam diâmetros ainda menores e melhor seleção que a maior parte das amostras de dunas dissipadas. As amostras do perfil Fl18, foram coletadas nas proximidades da localidade de Morretes, na planície de inundação do Rio da Madre, onde este atravessa depósitos referidos por Martin et al. (1988) como sendo de fundo de baía e lagunar holocênicos.

Paradoxalmente, são também amostras de areia fina que apresentam a pior seleção. Isto ocorre devido ao caráter bimodal da distribuição. São as amostras do ambiente fluvial (perfis Fl19, Fl20 e Fl21 - figs. 10.44, 10.45 e 10.46) que apresentam-se muito pobremente selecionadas. Amostras muito finas (silte gros-

seiro) de dunas dissipadas (1) e rampa (1) também apresentam-se mal selecionadas. A presença deste material em sedimentos de dunas dissipadas explica-se principalmente pelo processo de dissipação, o qual ocasionou a introdução de material coluvial nos depósitos eólicos próximos da encosta.

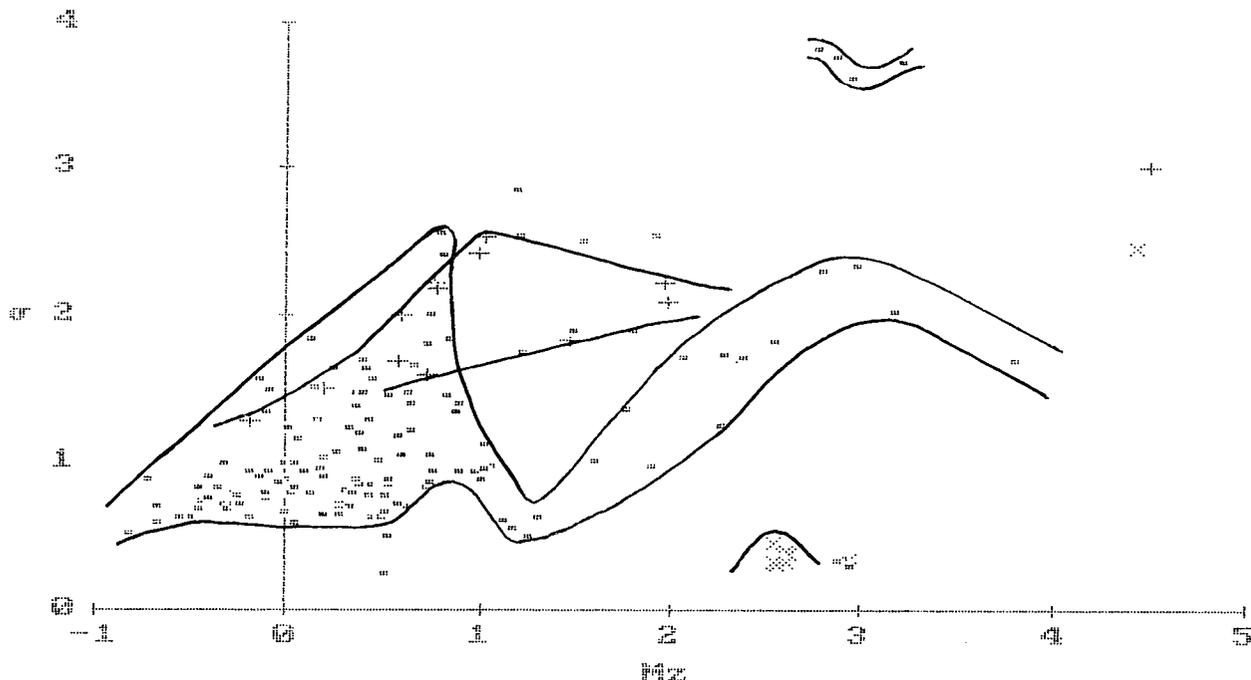


Fig. 10.3 - Diagrama de Correlação  $Mz \times \phi$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Araçatuba.

As amostras de rampa podem ser comparadas àquelas do ambiente fluvial na fração areia grossa. Entretanto, as amostras deste último apresentam-se normalmente melhor selecionadas: 50% das amostras apresentam-se medianamente selecionadas. Na fração média as amostras apresentam-se em parte medianamente selecionadas e em parte pobremente selecionadas. As amostras de rampa apresentam-se pobremente selecionadas em todas as frações que ocorrem (areia muito grossa, grossa e média). A pior seleção ocorre na fração areia grossa.

Tratando-se de amostras do ambiente fluvial, destacam-se aquelas coletadas nos depósitos relictos de leque aluvial pretérito do Rio Massiambu Pequeno. É possível isolar estas amostras numa faixa independente das demais do ambiente fluvial. Amostras desta área apresentam a pior seleção, devido ao caráter bimodal da distribuição granulométrica.

Como os sedimentos de praias, dunas e restingas não puderam ser estudados, será feita apenas uma referência bibliográfica aos mesmos.

Dê acordo com Bigarella (1978), os sedimentos de dunas e restingas podem ser comparados com aqueles das praias somente dentro de uma faixa limitada de tamanho de grãos. As amostras da porção estratigráfica inferior da restinga, que é de origem marinha, apresentam granulação mais grosseira, enquanto as da porção superior, originada, em grande parte, da dissipação das dunas, apresentam granulação mais fina. Desta forma, parte das amostras

de restingas assemelha-se às das dunas (Bigarella, 1978).

Segundo Shepard & Young (1961) a correlação entre diâmetro médio e desvio padrão não é significativa para a distinção entre areias de dunas e praias. Na Ilha de Mustang (USA), o recobrimento entre os dois tipos de sedimentos no diagrama  $M_z \times \sigma_r$  é explicado pela pequena faixa de variação do  $M_z$  (Mason & Folk, 1958). Friedman (1961) menciona que areias de dunas e fluviais, apresentam assimetria positiva sendo portanto difícil distingui-las texturalmente. A distinção entre estes dois tipos de areia pode, contudo, ser feita em função do desvio padrão, pois, os sedimentos de dunas tendem a ser melhor selecionados.

Friedman (1961) destaca três campos num diagrama de  $M_z \times \sigma_r$ . As areias de dunas e fluviais podem ser distinguidas das areias de praia na base de seus parâmetros texturais, existindo, entretanto um campo de recobrimento. O referido autor salienta que no caso das amostras de dunas esse recobrimento não constitui entrave, pois o  $\sigma_r$  das mesmas não ultrapassa 0,5, enquanto que nas areias fluviais é freqüentemente superior a este valor.

Entre as amostras de dunas dissipadas e de areias fluviais do Rio da Madre, houve um pequeno recobrimento. Na área estudada cerca de 5% das amostras de sedimentos fluviais apresentam  $\sigma_r$  menor ou igual a 0,5. No diagrama de  $M_z \times \sigma_r$  da área, o recobrimento ocorre nas faixas de melhor seleção, não sendo maior em função do diâmetro médio que é menor para as amostras de sedimentos fluviais.

Bigarella (1978) citando Inman (1949), Griffiths (1951) e Folk & Ward (1957), refere que a seleção é controlada de perto pelo tamanho dos sedimentos, constituindo uma função sinusoidal do tamanho médio, portanto independente da distância do transporte e do ambiente. Até certo ponto estas conclusões são válidas para a área estudada pois os melhores valores de seleção são apresentados pelas amostras de areia fina. Algumas das amostras de areia fina e de frações mais finas, entretanto, apresentam-se mal selecionadas como decorrência do caráter bimodal da distribuição granulométrica. As amostras de rampa, de areia muito grossa a média, apresentam-se todas pobremente selecionadas.

#### 10.1.7.2 - Correlação entre diâmetro médio e assimetria

A assimetria, como indicam os diagramas  $M_z \times SK_r$  é função do tamanho do grão (Inman, 1949; Folk & Ward, 1957). A tendência é marcadamente sinusoidal (Bigarella, 1978).

Com referência às amostras de areia fina, entre 0,147 e 0,155 mm, coletadas nas dunas dissipadas, o diagrama (fig. 10.4) revela que as mesmas são, em proporção semelhante, aproximadamente simétricas e positivamente assimétricas. Uma das amostras na fração areia fina apresenta assimetria negativa. Esta amostra, ao contrário das demais, apresenta percentagem semelhante de areia fina (46,71%) e areia muito fina (49,69%). Uma outra amostra, classificada como areno-argilosa, apresenta assimetria muito positiva.

As amostras de sedimentos fluviais de areia muito grossa e grossa apresentam-se aproximadamente simétricas, positivamente ou muito positivamente assimétricos. As amostras de areia grossa distribuem-se em proporções semelhantes nas três faixas. Somente amostras de areia grossa, cerca de 2,2% do total, apresentam assimetria negativa.

As amostras de areia média apresentam-se, em proporções semelhantes, positivamente e muito positivamente simétricas. As amostras de areia fina coletadas na planície de inundação, na margem esquerda do Rio da Madre, são aproximadamente simétricas, enquanto aquelas coletadas no leque aluvial pretérito do Rio Masiambu Pequeno, apresentam-se muito positivamente assimétricas.

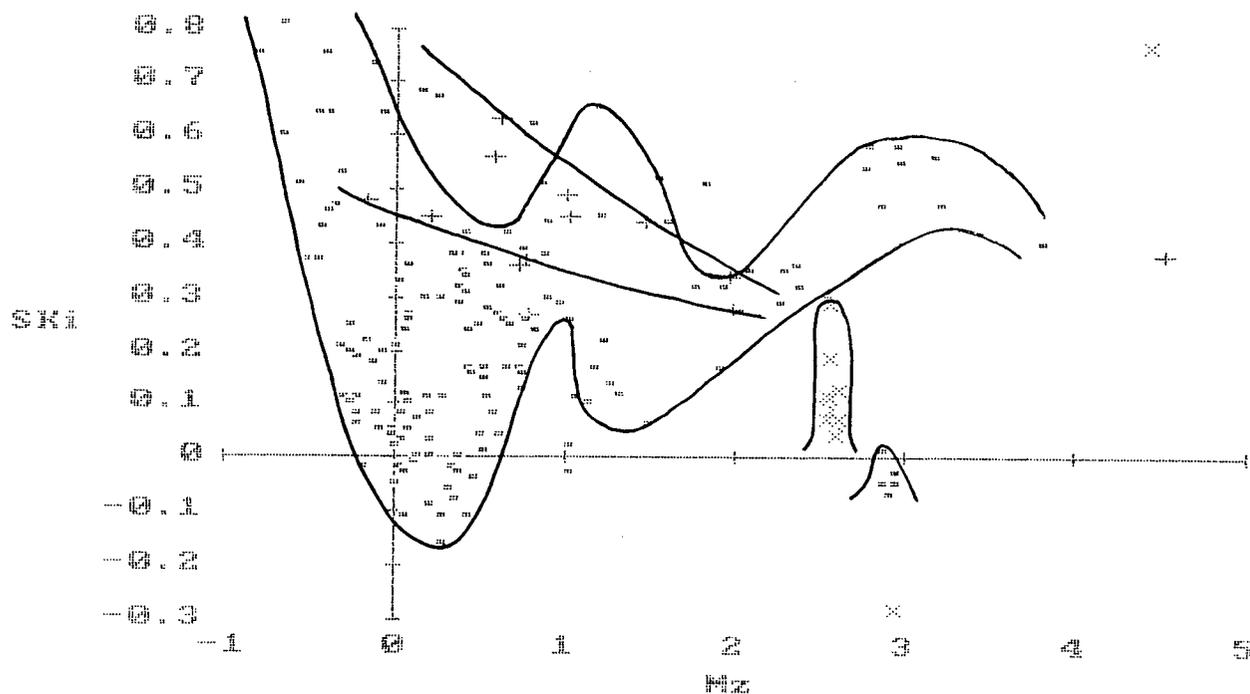


Fig. 10.4 - Diagrama de correlação  $M_z \times SK_I$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

Para as amostras, entre os tamanhos  $-0,18\phi$  e  $1,98\phi$  ( $1,132$  e  $0,218$  mm), coletadas na rampa, o diagrama  $M_z \times SK_I$  revela predominância de assimetria muito positiva.

As amostras de praia, dunas e restinga, não foram coletadas na área pesquisada, de modo que serão apresentadas apenas conclusões obtidas em outras áreas como referência para análises complementares futuras.

Friedman (1961), ao correlacionar o diâmetro médio (1º momento) com as medidas de assimetria (3º momento), obteve quase completa separação entre os campos representando areias de dunas e de praias. No diagrama de Friedman as areias de dunas apresentam-se predominantemente positivamente assimétricas, ao passo que as das praias apresentam-se negativamente assimétricas.

Bigarella et al. (1969) referem que as areias de dunas do Rio Grande do Sul possuem assimetria positiva, enquanto que aquelas de Santa Catarina e do Paraná apresentam tanto assimetria negativa quanto positiva.

Para amostras de areias de praias do sul e sudeste do Brasil, os mesmos autores, verificaram a ocorrência de assimetria negativa e positiva. Amostras com assimetria negativa predominando entre os tamanhos  $2\phi$  e  $3,5\phi$  (0,25 e 0,088 mm) e na faixa  $-1\phi$  e  $0,5\phi$  (2 e 0,707mm). Amostras com assimetria positiva predominando entre  $0,5\phi$  e  $2\phi$  (0,707 e 0,25mm).

Com relação aos sedimentos de restinga, Bigarella et al. (1969) referem que, no intervalo de areia fina, a maioria das amostras são negativamente assimétricas. A predominância de assimetria positiva foi verificada no intervalo  $0,5\phi$  a  $2\phi$  (0,707 a 0,25 mm).

Martins et al. (1970) analisaram 153 amostras de areia de praia na Ilha de Santa Catarina, caracterizando três regimes dinâmicos distintos: oceânico (leste da Ilha), da baía sul (oeste da Ilha) e da baía norte (oeste e extremo norte da Ilha). Verificaram que as amostras com  $M_z < 1\phi$  tendem a apresentar assimetria negativa, enquanto as aquelas com  $M_z > 1\phi$  apresentam assimetria positiva.

As praias oceânicas, com nível de energia elevado, são constituídas por areias de granulação média e apresentam assimetria "levemente" negativa. As praias da baía sul, com nível de energia baixo, são constituídas por areias grosseiras e apresentam assimetria positiva. As praias de baía do extremo norte, submetidas a um nível de energia maior do que as da baía sul, são formadas por areias finas e apresentam assimetria nitidamente negativa (Martins et al., 1970). Como as praias da área estudada situam-se ao sul da Ilha de Santa Catarina, o registro dessas conclusões serve de referência para estudos complementares posteriores.

Friedman (1961) considera a ocorrência de assimetria positiva em praia uma anomalia. Afirma que a mesma foi uma herança da assimetria positiva das areias fluviais ou excepcionalmente derivada da ação de correntes fortes. De acordo com o autor, nestas condições, as areias de praia aparentemente não atingiram o equilíbrio dentro do novo ambiente.

De acordo com Friedman (1961), assimetria positiva para as areias de praia com granulação muito fina, parece ser pouco comum, ao passo que, as areias mais grosseiras podem apresentar tanto assimetria positiva como negativa.

Para Bigarella et al. (1969), o sinal negativo da assimetria para a areia de praia não constitui uma particularidade do ambiente em si, porém depende do diâmetro médio da amostra. Os autores mencionam ainda, que o sinal da assimetria varia de acordo com a posição das amostras na praia.

Na comparação entre amostras de dunas, restingas e praias do sul e sudeste do Brasil foi verificado que há uma tendência geral das amostras de areia fina apresentarem assimetria negativa. A maior parte das amostras de areia de dunas caracterizam-se pela ocorrência de assimetria positiva. As amostras de praia de areia média apresentam algumas vezes assimetria negativa e outras positiva. Entretanto, as amostras de areia de praia com

$M_z$  ao redor de  $2,5\phi$  tendem a apresentar assimetria positiva como ocorre nas dunas (Bigarella et al., 1969).

### 10.1.7.3 - Correlação entre diâmetro médio e curtose

Segundo Bigarella (1978), diagramas de  $M_z \times K_g$  indicam que a curtose é também uma função do tamanho médio do grão. Folk & Ward (1957) referem que modas puras de cascalho originam curvas mesocúrticas com  $K_g = 1,00$ . As curvas tornam-se leptocúrtica ( $K_g > 1,00$ ) quando as caudas de distribuição possuem adição de outra moda, de forma que, a seleção na cauda piora quando comparada com a seleção na parte central da curva. Em sedimento bimodal a curva torna-se platicúrtica  $K_g < 1,00$ .

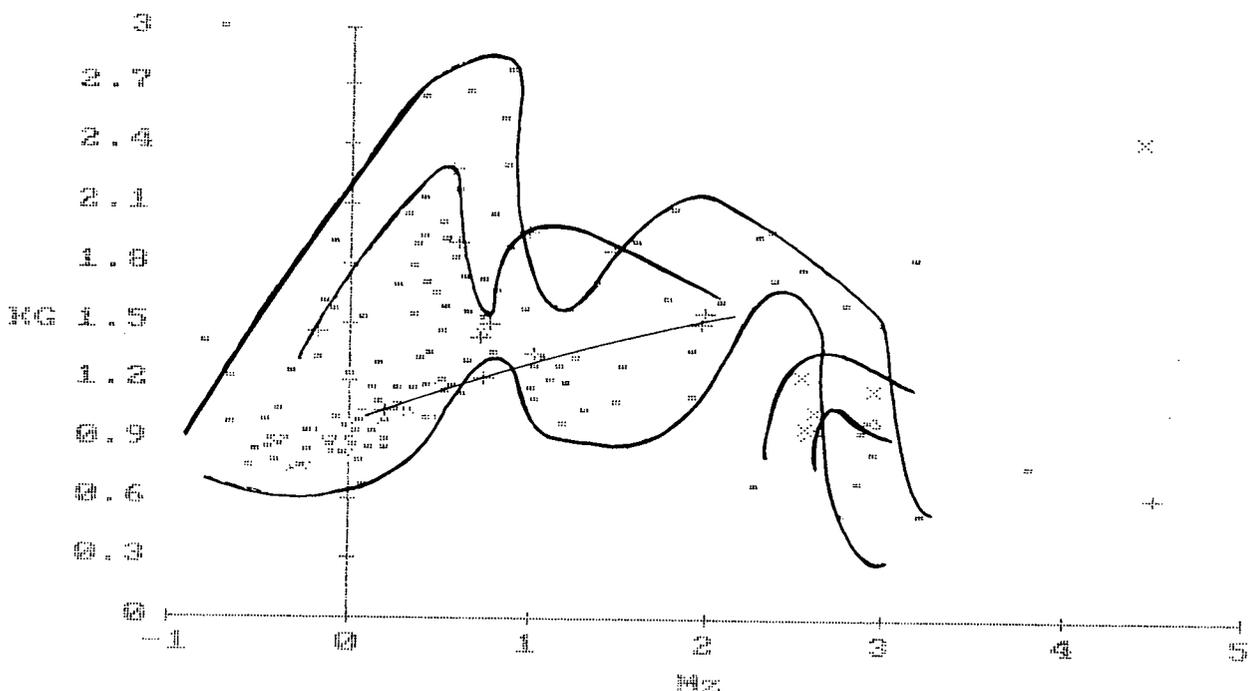


Fig. 10.5 - Diagrama de correlação  $M_z \times K_g$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

Para as amostras de areia de dunas dissipadas, com diâmetro médio ( $M_z$ ) entre  $2,5\phi$  a  $3\phi$ , o diagrama (fig. 10.5) revela a predominância de curvas mesocúrticas.

As amostras de sedimentos fluviais, no intervalo areia grosseira, apresentam curvas muito leptocúrticas, leptocúrticas e mesocúrticas, com ligeiro predomínio das primeiras. Curvas leptocúrticas predominam nas amostras com  $M_z$  entre  $0\phi$  e  $1,5\phi$  ( $1,0$  a  $0,375$  mm), enquanto curvas mesocúrticas ocorrem principalmente nas amostras com  $M_z$  entre  $-0,5\phi$  e  $0,5\phi$  ( $1,5$  a  $0,75$  mm). As curvas platicúrticas são apresentadas predominantemente por amostras com  $M_z$  entre  $-0,5\phi$  e  $0,25\phi$  ( $1,5$  a  $0,875$  mm). As amostras de areia fina apresentam curvas muito leptocúrticas e mesocúrticas; estas últimas, características das amostras coletadas no curso inferior do Rio da Madre.

As amostras de rampa colúvio-aluvionar, com  $M_z$  entre

0,5 $\phi$  e 2 $\phi$  (0,75 a 0,25 mm), apresentam curvas muito leptocúrticas, enquanto aquelas com  $M_z$  entre 0,75 $\phi$  e 1 $\phi$  (0,625 a 0,5 mm), curvas leptocúrticas.

Bigarella et al. (1969) construíram o diagrama  $M_z \times K_g$  para as areias das praias, dunas e restingas do sul e sudeste do Brasil. Estes autores verificaram que a relação entre ambos os parâmetros corresponde a uma função sinusoidal semelhante àquela apresentada por Folk & Ward (1957) para sedimentos de restingas fluviais. A diferença foi verificada na localização das amostras leptocúrticas e platicúrticas em função do  $M_z$ .

Através deste diagrama, os referidos autores verificaram: a) para as areias de praia, curvas leptocúrticas predominando nas amostras com  $M_z$ : 2,75 $\phi$ ; 1,5 $\phi$ ; 0,75 $\phi$  e -0,3 $\phi$ ; b) tanto para areias de praias como para de dunas, pronunciada tendência a curvas platicúrticas em amostras com diâmetros médios em torno de 2 $\phi$ ; c) para as areias de restingas, a ocorrência de curvas mesocúrticas ou ligeiramente leptocúrticas em amostras com  $M_z$  em torno de 2 $\phi$ ; d) curvas leptocúrticas, em amostras de restingas com  $M_z$  entre 2,5 $\phi$  e 3 $\phi$  e em torno de 1 $\phi$ .

Bigarella et al. (1969) constataram ainda que, nos três ambientes, as amostras com diâmetro médio entre 2,5 $\phi$  e 3 $\phi$  possuem distribuições granulométricas com caráter predominantemente leptocúrtico. Esta tendência não foi verificada para as amostras analisadas neste estudo, nem mesmo para aquelas de dunas dissipadas.

#### 10.1.7.4 - Correlação entre desvio padrão e assimetria

O diagrama  $\sigma_r \times SK_r$  referente aos sedimentos de dunas dissipadas, sedimentos fluviais e rampa mostra aparentemente diferenças acentuadas entre os três ambientes (fig. 10.6).

A figura demonstra para as areias de dunas dissipadas uma distribuição aproximadamente regular, centralizada no cruzamento das linhas  $\sigma_r = 0,25$  e  $SK_r = 0,1$ . Nesta área, encontram-se, em proporções iguais, dois tipos de amostras:

- a) muito bem a bem selecionadas e aproximadamente simétricas,
- b) muito bem a bem selecionadas e positivamente assimétricas.

As amostras de sedimentos fluviais e rampa, ao contrário daquelas de dunas dissipadas, distribuem-se mais irregularmente no diagrama. As amostras de sedimentos fluviais apresentam uma certa concentração em torno do  $\sigma_r = 1$ . Os sedimentos fluviais e de rampa apresentam semelhança de distribuição dos "plots" na área onde ocorrem amostras do tipo muito pobremente selecionadas e muito positivamente assimétricas. As amostras medianamente selecionadas dos sedimentos fluviais apresentam, em proporções semelhantes, os tipos aproximadamente simétricas e positivamente assimétricas.

De acordo com Bigarella et al. (1969), os padrões de

distribuição dos "plots" referentes às dunas e restingas são distintos daqueles das areias de praia. Para amostras de praias do sul e sudeste do Brasil foram encontradas quatro tipos proporcionais de amostras: muito bem a bem selecionadas e positivamente assimétricas, moderadamente selecionadas e positivamente assimétricas, muito bem selecionadas e negativamente assimétricas e moderadamente selecionadas e negativamente assimétricas.

Para as amostras de dunas e restingas, na mesma área, os referidos autores encontraram a predominância de amostras muito bem a bem selecionadas e negativamente assimétricas. Bigarella et al. (1969), chamam a atenção para a semelhança na distribuição dos "plots" relativos às dunas e às restingas, como possível critério para postular que os sedimentos da parte superior da última derivaram da dissipação das primeiras. As ligeiras diferenças existentes entre dunas e restingas, são explicadas como, possivelmente, devidas à presença de amostras provenientes da porção estratigráfica inferior das restingas, cuja origem seria ambiente nerítico próximo à linha de praia.

Shepard & Young (1961) não encontraram, em diagramas de correlação  $O_1$  x  $SK_1$ , diferenças significativas entre areias de praias e dunas. De acordo com Folk & Ward (1957), tanto o  $O_1$  como  $SK_1$  são funções do  $M_z$ , portanto, ambos possuem entre si relações matemáticas. Segundo os mesmos autores, as areias de restingas fluviais, num diagrama  $O_1$  x  $SK_1$ , apresentam pontos que se deslocam em sentido horário, num trajeto circular ou elíptico, conforme o aumento do diâmetro médio do sedimento.

#### 10.1.7.5 - Correlação entre assimetria e curtose

Para as amostras de sedimentos das dunas dissipadas, ambientes fluviais e de rampa, os diagramas de correlação assimetria e curtose são apresentados na figura 10.7. Aparentemente, os diagramas mostram diferença acentuada entre os três tipos de se-

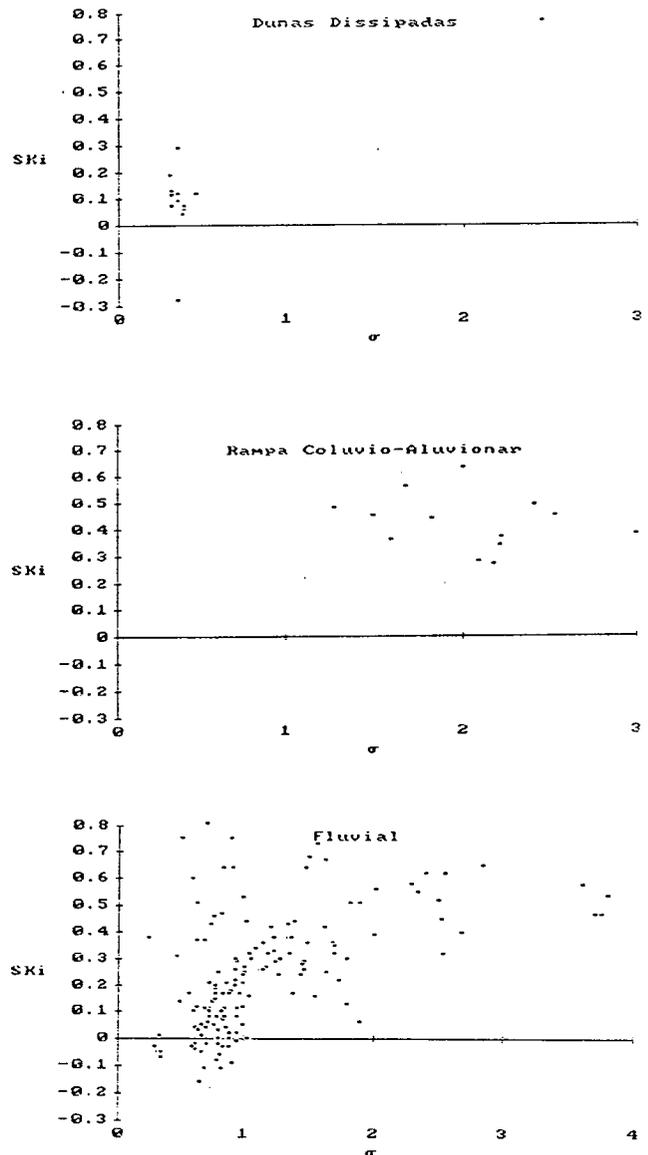


Fig. 10.6 - Diagramas de correlação  $O_1$  x  $SK_1$ , referentes às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

cúrtica e positivamente assimétrica mesocúrtica.

Os dois tipos apresentados pelas amostras de dunas dissipadas estão representados também para os sedimentos fluviais, além de muito positivamente simétrica mesocúrtica, aproximadamente simétricas platicúrticas, positivamente assimétrica platicúrtica, muito positivamente assimétrica platicúrtica, positivamente assimétricas leptocúrticas, muito positivamente assimétricas leptocúrticas, positivamente muito leptocúrtica e muito positivamente muito leptocúrtica.

As amostras de sedimentos de rampas apresentam, como os sedimentos fluviais, os tipos muito positivamente leptocúrticas e muito positivamente muito leptocúrticas.

Para amostras de praias do sul e sudeste do Brasil, Bigarella et al. (1969), mencionam quatro tipos de curvas: positivamente assimétricas platicúrticas, positivamente assimétricas leptocúrticas, negativamente assimétricas platicúrticas e negativamente assimétricas leptocúrticas. Para amostras de dunas desta região, os mesmos autores, mencionam a predominância de curvas negativamente assimétricas platicúrticas e negativamente assimétricas leptocúrticas. De acordo com os autores, areias de praias, dunas e restingas com  $M_z$  aproximadamente iguais seriam difíceis de serem distinguidas.

Shepard & Young (1961), analisando gráficos de correlação entre assimetria e curtose, não observaram qualquer diferenciação significativa entre as areias de praias e dunas. Friedman (1961), utilizando o mesmo recurso, também não observou distinção entre areias de praias e fluviais. Contudo, Mason & Folk (1958) mencionam que as areias de praia, dunas e planos eólicos da Ilha de Mustang são bem diferenciáveis pelo referido diagrama. Os mesmos autores referem que, em geral amostras com assimetria muito positiva apresentam-se leptocúrticas. De acordo com Friedman (1961) a assimetria é influenciada pelo ambiente, o que não aconteceria com a curtose.

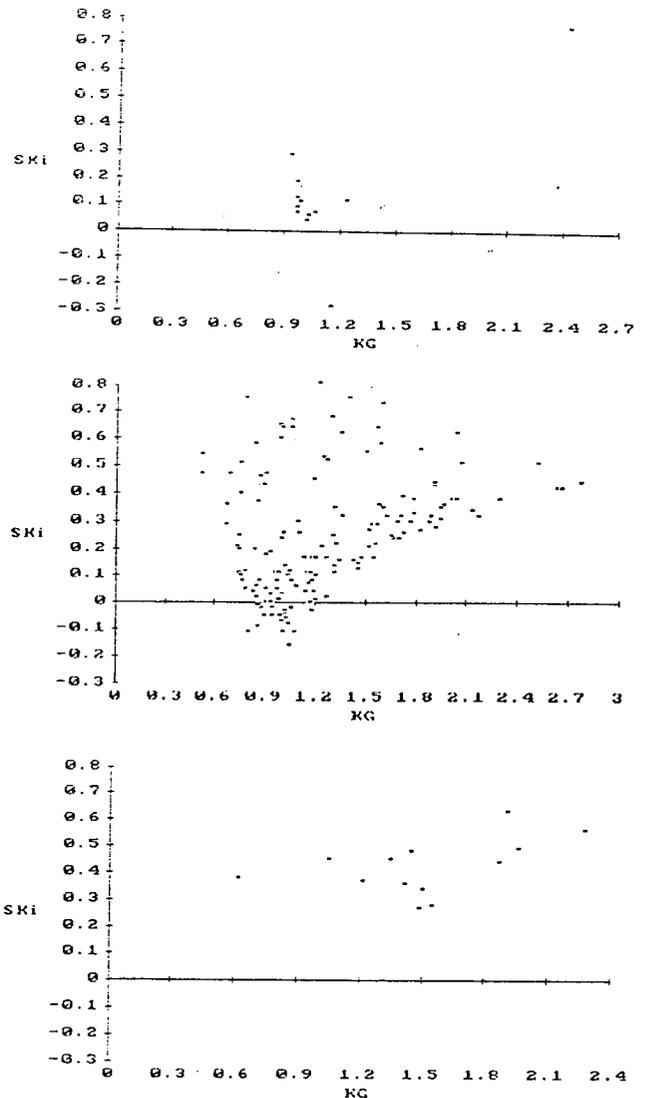


Fig. 10.7 - Diagramas de correlação  $Ski \times Kg$ , referentes às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

(1961) a assimetria é influenciada pelo ambiente, o que não aconteceria com a curtose.

#### 10.1.7.6 - Diagramas tridimensionais de correlação

Neste trabalho não foram confeccionados diagramas tridimensionais. Entretanto, serão registradas algumas informações relacionadas a este tipo de diagrama visando, trabalho complementar futuro.

Com a introdução de uma terceira dimensão ( $M_z$  como eixo Z) no diagrama de correlação entre assimetria e curtose, as amostras seguem trajetórias influenciadas pela mudança do diâmetro médio (Bigarella, 1978).

Folk & Ward (1957), estudando os sedimentos de restingas fluviais de Brazos River, concluíram que uma trajetória regular pode ser seguida no diagrama  $SK_I \times K_g$ , de acordo com a mudança do tamanho médio do sedimento fluvial.

Bigarella (1978), comentando sobre o diagrama tridimensional para areias de praia do sul e sudeste do Brasil, refere que há recobrimento de várias modas que não estão em mesma fase. De acordo com o referido autor, o trajeto seguido pelos pontos com o aumento do diâmetro médio, torna-se mais complexo do que aquele esperado num diagrama representando apenas uma localidade com duas modas na distribuição granulométrica. No caso de duas modas suficientemente, afastadas como nos sedimentos fluviais (modas de cascalho e areia), a trajetória seguida pelos pontos, em acordo com a mudança do tamanho dos grãos, é muito mais regular e sem recobrimento (Folk & Ward, 1957).

Folk & Ward (1957) enfatizam que os afastamentos da normalidade são muito grandes quando as modas principais são distantes e bem distintas. Por outro lado, os sedimentos com duas modas próximas ou muito pouco diferenciadas, teriam valores de  $SK_I$  e  $K_g$  aproximadamente normais e os pontos estariam agrupados em torno do centro do diagrama. Quanto mais afastadas estão as modas, tanto mais extremos são os valores de  $SK_I$  e  $K_g$ .

## 10.2 - Estruturas Sedimentares

### 10.2.1 - Considerações gerais

Foram registrados na área, através de fotografias e desenho no campo, 23 perfis geológicos. Destes, 18 referem-se a terraços fluviais do Rio da Madre, 2 a vestígios de leque aluvial no Rio Massiambu Pequeno, um a uma rampa colúvio-aluvionar sobreposta a sedimentos aluviais e 2 referentes a dunas dissipadas.

A maior parte dos perfis foram reproduzidos a partir das fotografias e observações registradas no campo. Para os que não puderam ser registrados fotograficamente foi feito apenas um desenho esquemático para localização da posição das amostras de sedimentos.

A confecção dos perfis objetivou registrar não só a composição granulométrica, mas também as estruturas sedimentares, cujo estudo pode fornecer uma série de dados para a interpretação dos ambientes e evolução paleogeográfica.

Adiante serão apresentados, de acordo com o ambiente, os desenhos dos perfis com registro das estruturas sedimentares, o material fotográfico mais significativo relacionado com alguns deles, bem como os histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição das amostras coletadas em cada um dos perfis.

#### 10.2.1.1 - Ambiente fluvial

Os vestígios dos leques aluviais pretéritos do Rio da Madre caracterizam-se por depósitos arenosos ricos em estruturas primárias características, representadas por co-sequências de estratos cruzados, geralmente de tamanho médio. Englobados nos sedimentos arenáceos, encontram-se seixos, blocos e matacões com até 3 m de maior diâmetro.

De significativa importância foi a ocorrência local de remanescentes de uma camada areno-siltico-argilosa, englobando um grande matacão. Esta camada documenta os processos de movimento de massa resultantes de desmoronamentos intensos ocorridos na região montanhosa. Estas camadas são de difícil preservação, uma vez que são continuamente retrabalhadas, com remoção do material mais fino (silte e argila), enquanto que a areia mais grosseira permanece no leque aluvial ou nos canais anastomosados de jusante.

Durante os desmoronamentos pretéritos, árvores também foram arrastadas junto com o material das encostas. Tal fenômeno está documentado, na área, pela presença de muitos troncos incorporados aos depósitos de sedimentos arenosos (fig. 10.31).

Na área de Sertão do Campo foram levantados e estudados vários perfis com finalidade de caracterizar os depósitos do leque aluvial (LA2). Este foi formado sob condições climáticas diferentes das atuais, num regime hidrológico do tipo semi-árido, ou relativamente seco, caracterizado por chuvas concentradas e cobertura vegetal rarefeita, permitindo a remoção acelerada do manto do intemperismo. Atualmente, na área, predominam condições que caracterizam clima úmido.

No Rio da Madre foram levantados e amostrados perfis em duas áreas situadas, respectivamente, a leste e a oeste da Capela São Sebastião (fig. 10.8). A primeira refere-se a um nível embutido mais baixo, enquanto que, na segunda, o material procede de um leque aluvial mais elevado, atualmente dissecado.

No Rio Massiambu Pequeno também foram identificados vestígios de leque aluvial pretérito, junto ao relevo acidentado, no início da planície (fig. 10.44).

Foram examinadas, no campo, as três porções do referido

leque:

- Na porção proximal (ápice), ao invés de material rudáceo de maior porte (Popp, 1987), foram encontrados materiais arenáceos e, com freqüência, grandes matacões. Tais materiais são remanescentes de um antigo leque dissecado.

- Na porção média, comumente, verifica-se diminuição da granulometria.

- O material mais grosseiro, composto de blocos e matacões, foi encontrado na porção distal (base). Nesta porção, normalmente, encontram-se depósitos arenáceos de granulação fina (Suguo & Bigarella, 1979 e Popp, 1987).

O material encontrado indica um retrabalhamento posterior intensivo do material original (v. perfis Fl19, Fl20 e Fl21 - figs. 10.44, 10.45 e 10.46).

#### 10.2.1.2 - Rampas colúvio-aluvionares

Sobre o material do leque aluvial mais elevado e antigo (LA2), situado na localidade de Sertão do Campo, foi amostrado um perfil de rampa colúvio-aluvionar (fig. 10.47). Essa é constituída de sedimentos provenientes das vertentes, predominando aqueles areno-siltico-argilosos. Este tipo de depósito caracteriza-se pela ausência de estrutura e pelo baixo coeficiente de seleção dos sedimentos, demonstrado pelas amostras coletadas (fig. 10.48). Em sua porção inferior os sedimentos da rampa encontram-se interdigitados com aqueles do leque, tornando-se difícil a distinção de limites entre os dois diferentes depósitos.

As condições para o desenvolvimento de rampas podem estar tanto relacionadas à umidificação do clima quanto a condições de flutuações climáticas do úmido para o seco, quando chuvas concentradas podem contribuir para a saturação do manto do intemperismo com água, causando solifluxão generalizada (Bigarella & Mousinho, 1965b).

#### 10.2.1.3 - Estruturas de dissipação

As estruturas de dissipação na planície do Campo de Araçatuba são encontradas em terraços arenosos de diferentes origens) (Bigarella, 1974). Algumas são verificadas na parte superior das restingas, cujas cristas foram achatadas pelo processo de dissipação; outras apresentam-se como depósitos de areia em forma de colinas moderadamente uniformes (fig. 10.52 a 10.55), também resultantes do processo de dissipação; noutros casos, ainda, podem constituir-se, mais propriamente, em rampa arenosa mergulhando em relação ao embasamento cristalino, a baixo ângulo (fig. 10.49 a 10.51).

As rampas de areia ocorrem no sopé de morros cristalinos, nos quais verifica-se cobertura de areias eólicas de espessura irregular. Esta cobertura pode ser uniforme ou concentrada em certas partes, sendo referida como "duna de captação". As

rampas de areia formaram-se pela acumulação de sucessivos fluxos de areia, próximos à baixa encosta, pelo retrabalhamento das areias eólicas das "dunas de captação" (Bigarella, 1974).

As estruturas de dissipação foram originadas pelas modificações morfológicas, texturais e estruturais das dunas, causadas pelas mudanças climáticas cíclicas ocorridas durante o Quaternário. Em períodos secos de chuvas concentradas, corridas de lama e areia introduziram nas dunas, grande quantidade de material coluvial proveniente das encostas. As feições dissipadas são freqüentemente dissecadas por ação erosiva subsequente, desenvolvida em um ou mais degraus. A recorrência cíclica de condições de agradação alternando com fases de erosão linear é indicada pela sobreposição de duas ou três rampas arenosas (Bigarella, 1974).

Atualmente, na área estudada, não se verifica a ocorrência do processo de dissipação. Entretanto, a remoção da cobertura florística por ação antrópica, cria condições semelhantes às de um clima árido pretérito, expondo as areias ao escoamento pluvial e reativando os processos de dissipação.

As estruturas de dissipação raramente são percebidas. Tornam-se visíveis quando há impregnação com material coloidal acompanhando as linhas estruturais. Caracterizam-se por padrão ondulante e lenticular, camadas contorcidas, planos de falhas e cisalhamento, estruturas de corte e preenchimento, estratificação, perturbações pelo crescimento de raízes e atividade de animais perfuradores.

Na área de estudo foram levantados dois perfis sendo amostrados três:

O perfil Dn1 não foi desenhado nem fotografado. A única amostra foi coletada na parte superior do modelado, caracterizado por crista de areia baixa, provavelmente remanescente de uma restinga, próxima à encosta.

O perfil Dn2, localizado junto ao Morro da Pinheira é característico de rampa de dissipação. Nele foram coletadas oito amostras. As amostras identificadas por número e letra (p. ex. Ala) referem-se às lamelas da estrutura de dissipação, que foram coletadas em sucessão vertical nas respectivas camadas (p. ex. A1), estas diferenciadas em função das variações cromáticas das areias do perfil.

O perfil Dn3, localizado no Albardão é característico de um depósito arenoso em forma de colina. Foram coletadas 5 amostras, de camadas diferenciadas pela variação cromática.

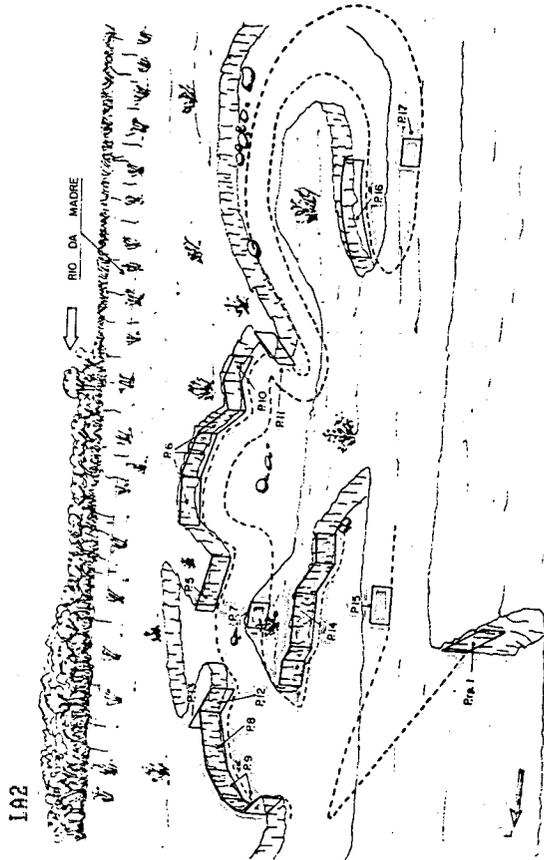
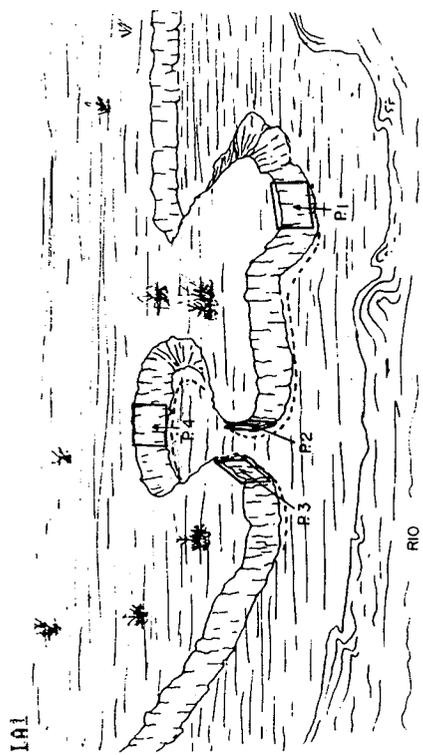
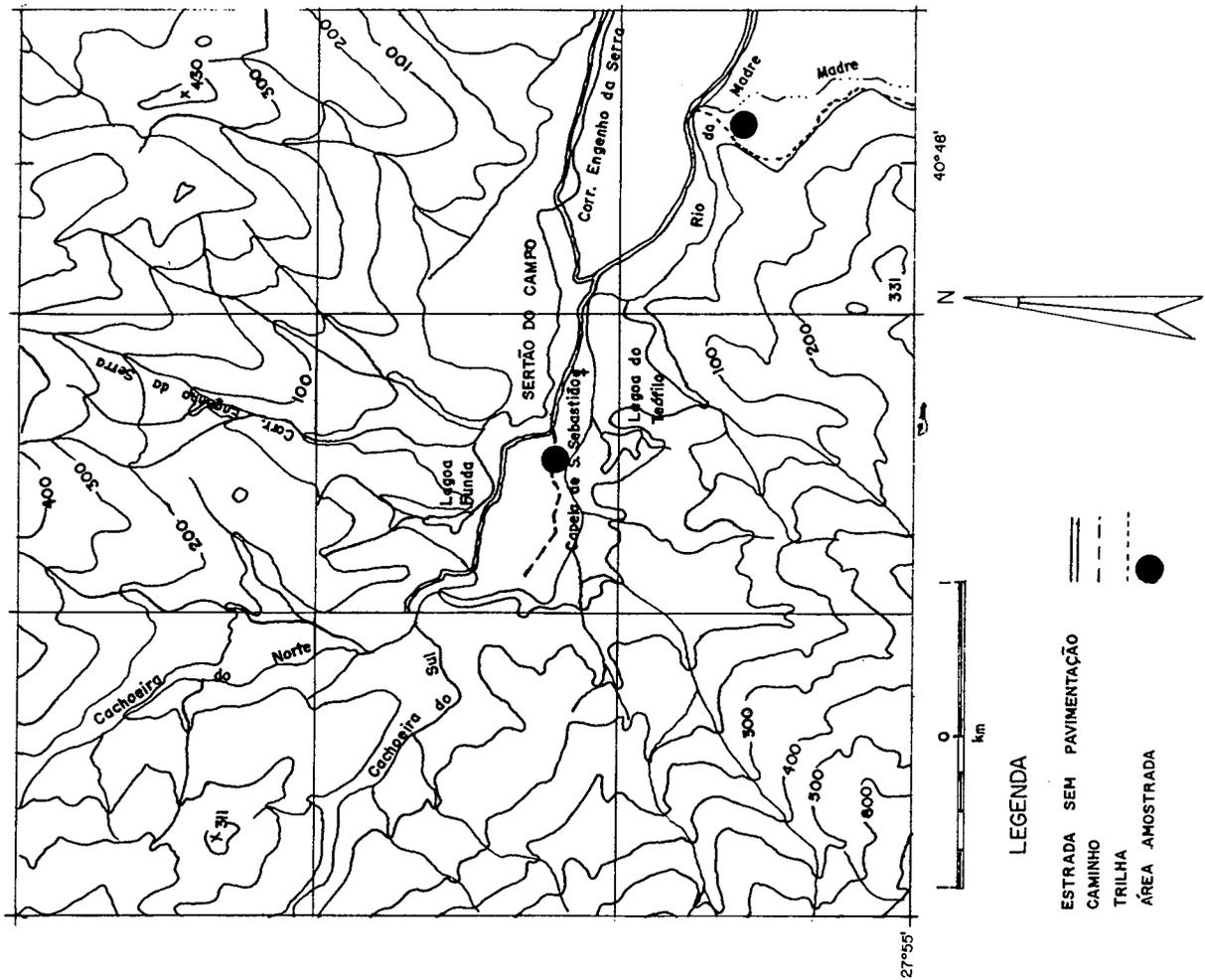
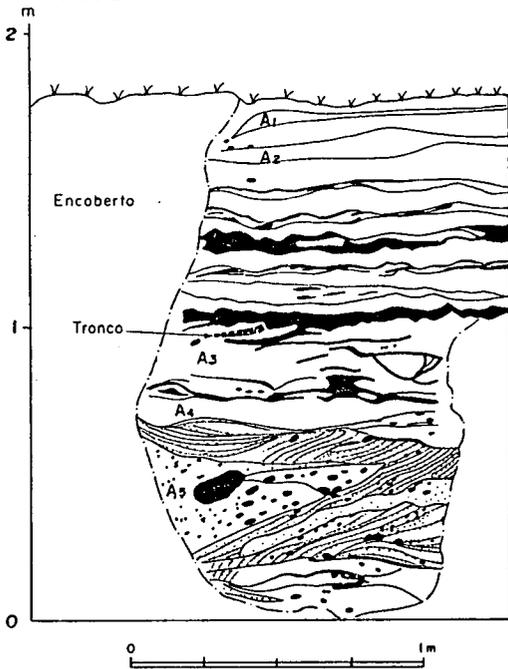
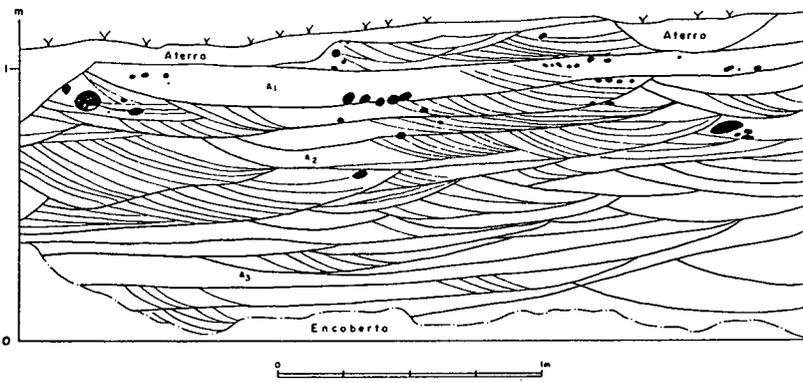


Fig. 10.8 - Localização dos perfis estudados na área de Sertão do Campo.

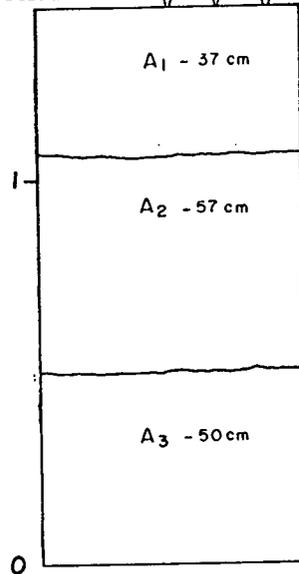
Perfil Fl.1



Perfil Fl.2



Perfil Fl.4



Perfil Fl.3

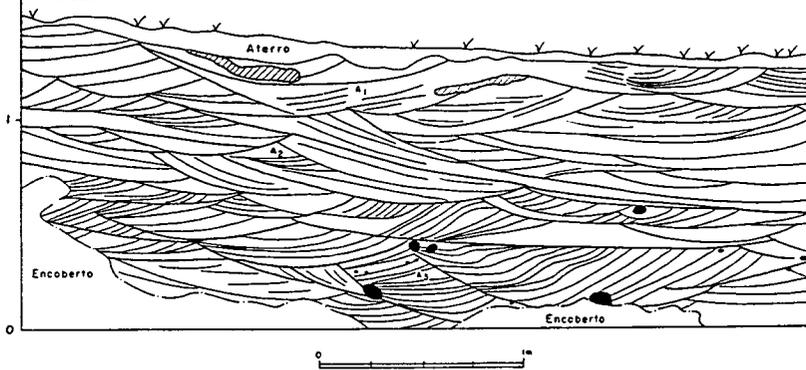


Fig. 10.9 - Perfis Fl.1, Fl.2, Fl.3 e Fl.4, situados a cerca de 600 m ESE da Capela São Sebastião (Sertão do Campo). Os sedimentos dos 3 primeiros perfis correspondem a um baixo terraço do Rio da Madre, embutido no nível mais elevado correspondente ao leque aluvial préterito, e os do Perfil Fl.4 a uma rampa colúvio-aluvionar. Os perfis Fl.2 Fl.3 apresentam típica estratificação cruzada acanalada. No Perfil Fl.1, a parte inferior apresenta estratos cruzados e a superior camadas arenosas onduladas enriquecidas de argila no topo de cada sequência de estratos paralelos. As manchas pretas arredondadas correspondem a material rudáceo de vários tamanhos. No Perfil Fl.1 é indicada a localização de um tronco de madeira, do qual uma amostra foi enviada ao laboratório de Física da UFBA para datação radiométrica. O Perfil Fl.4 representa uma sucessão de camadas arenáceas com 4 a 22% de material siltico-argiloso, sem estruturas aparentes, pertencentes a rampa colúvio-aluvionar. Maiores detalhes nas fotos da fig. 10.10.

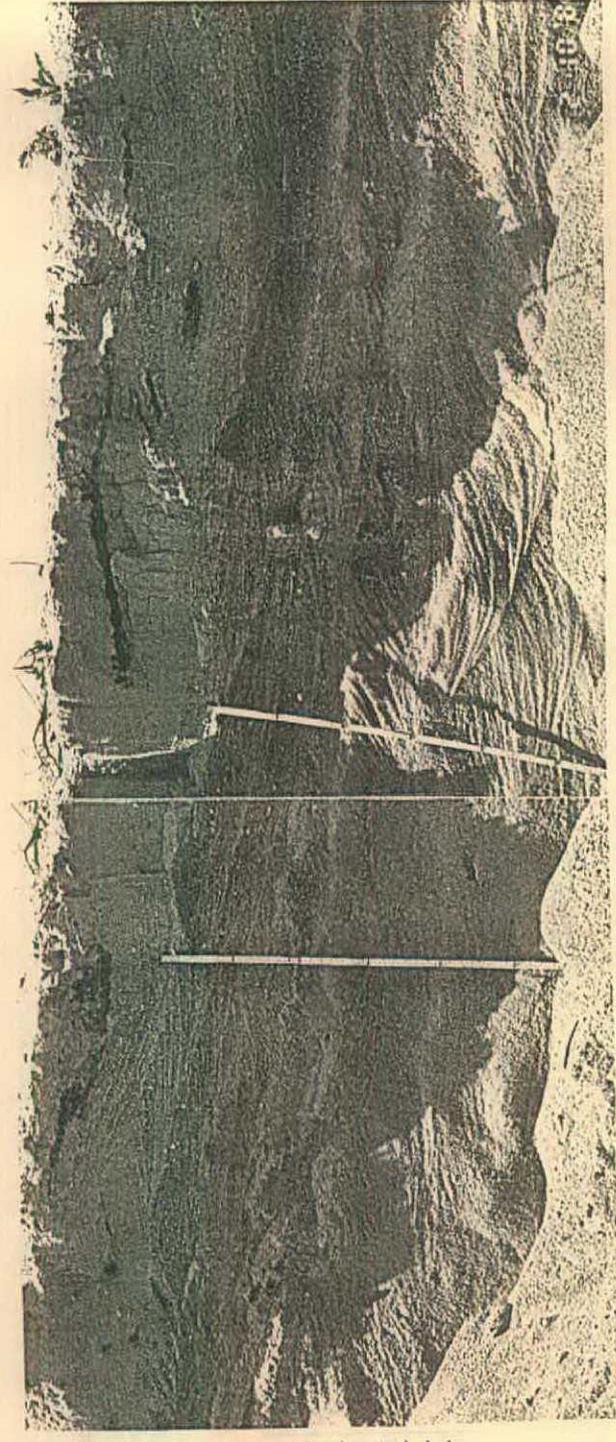
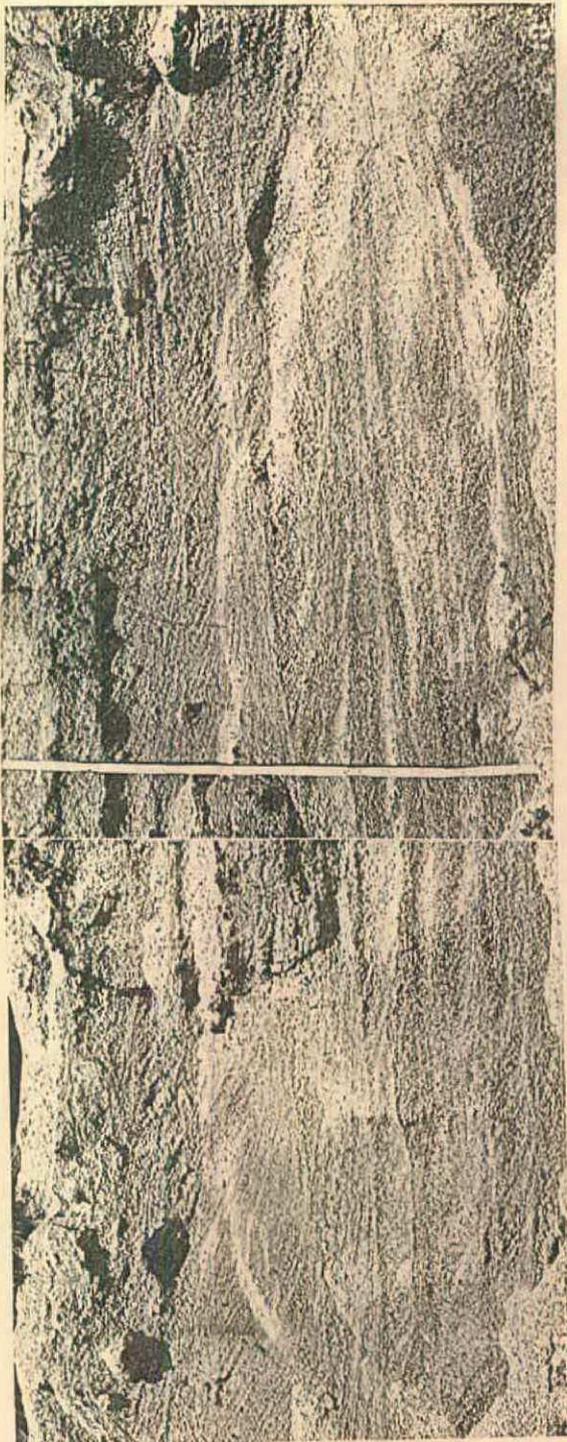
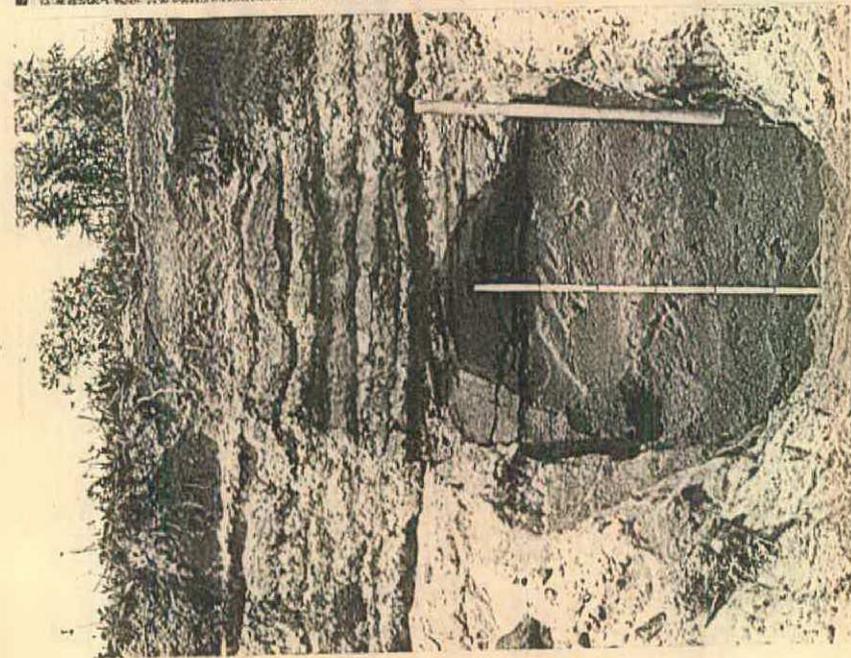


Fig. 10.10 - Fotos dos Perfis F11, F12 e F13 (v. fig. 10.09). Na foto do Perfil F11, na parte superior esquerda, destacam-se as faixas em tonalidade mais escura, com enriquecimento de argila. Outro aspecto nítido é representado pelas camadas onduladas correspondentes aos sucessivos fluxos de areia carregados com material fino silico-argiloso, o qual tende a concentrar-se na superfície do depósito arenoso, quando cessa o flu-  
xo.

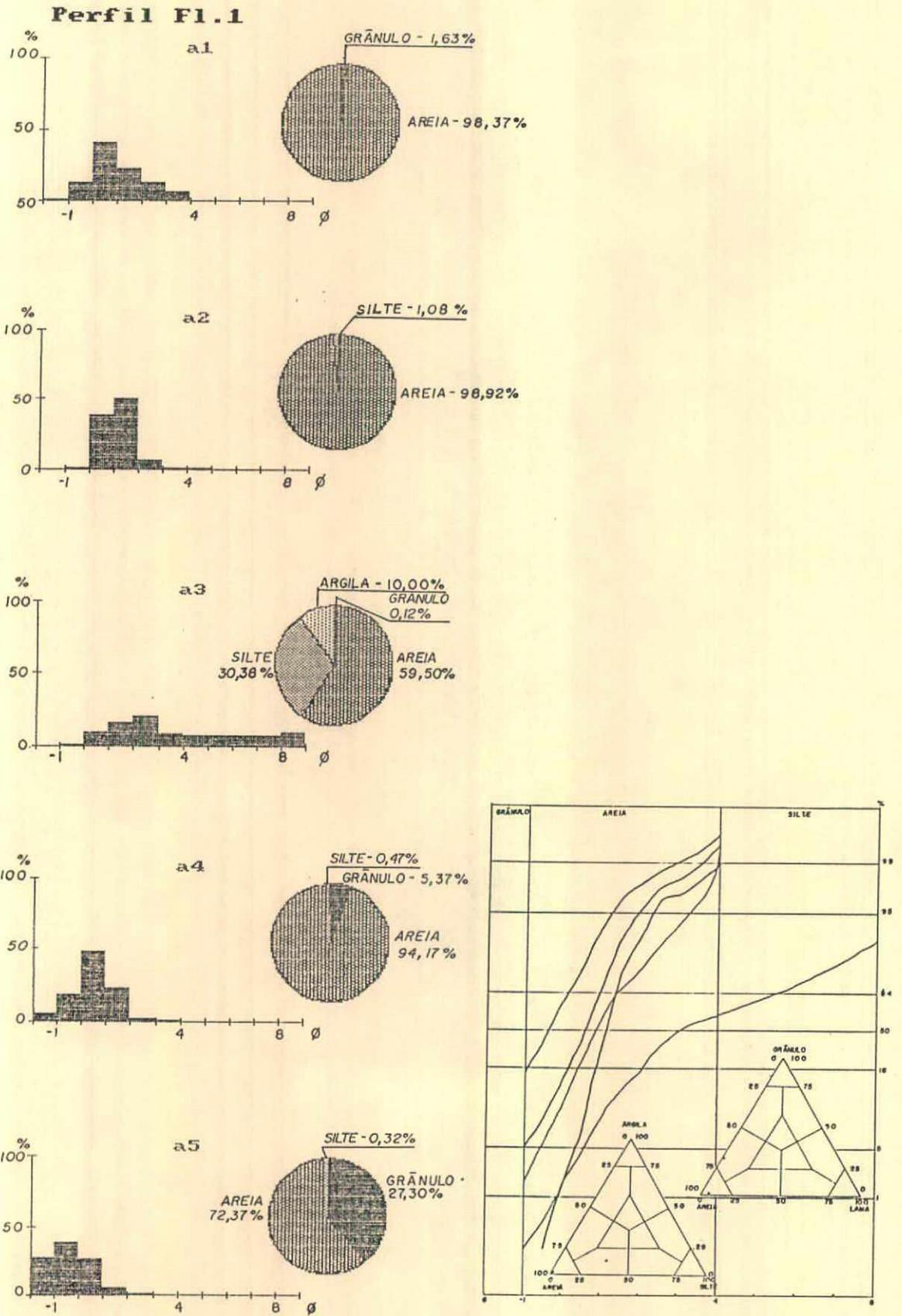


Fig 10.11 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F11.

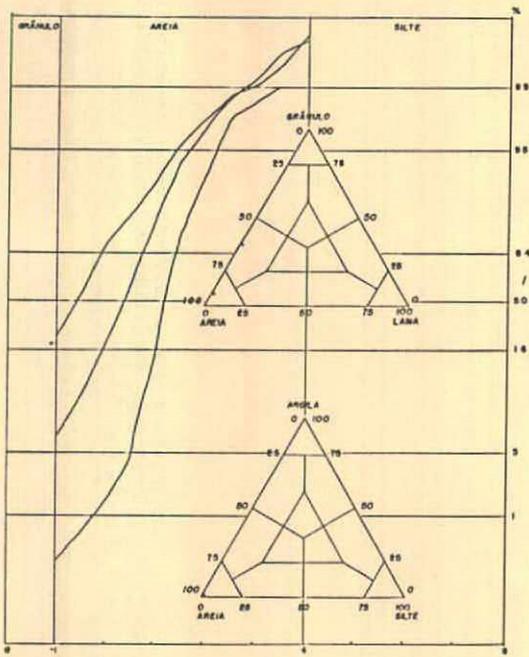
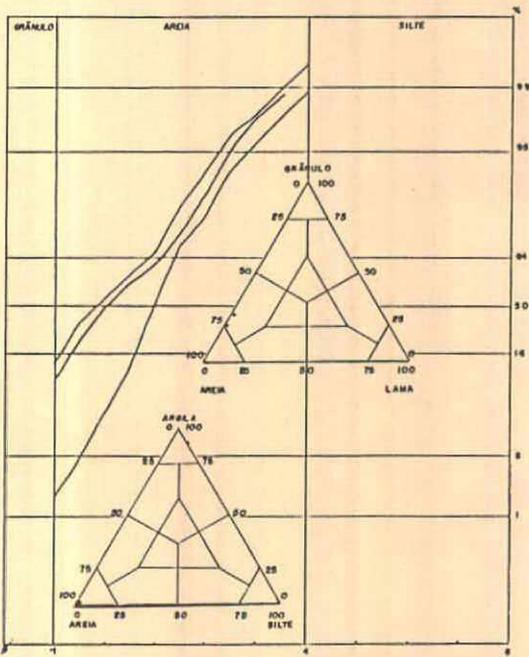
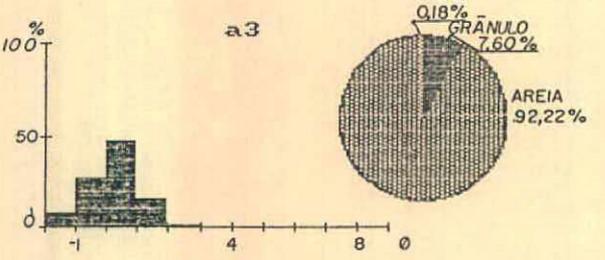
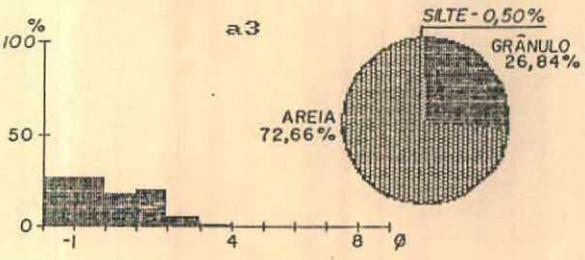
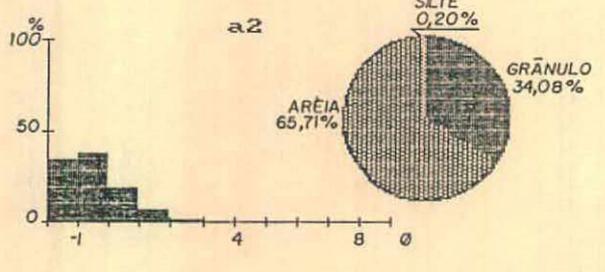
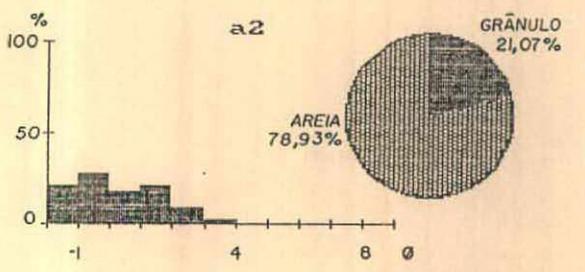
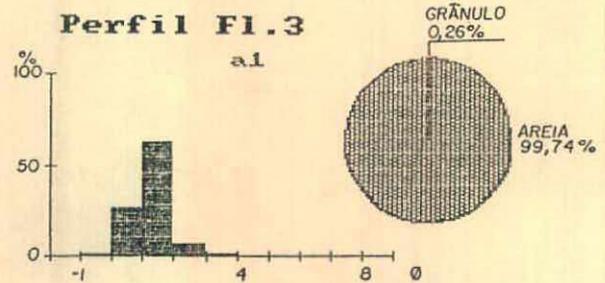
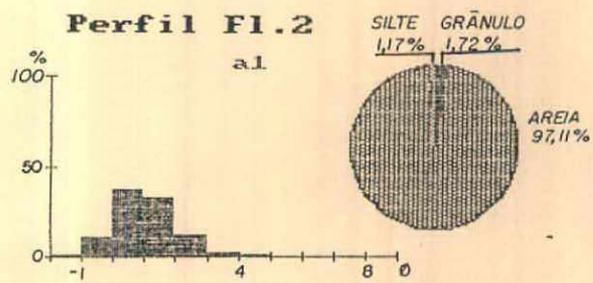
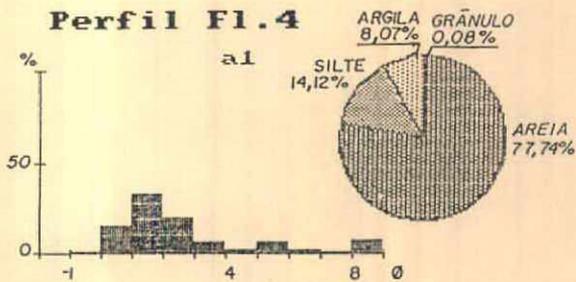


Fig. 10.12 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F12 e F13.

**Perfil Fl.4**



**Perfil Rio**

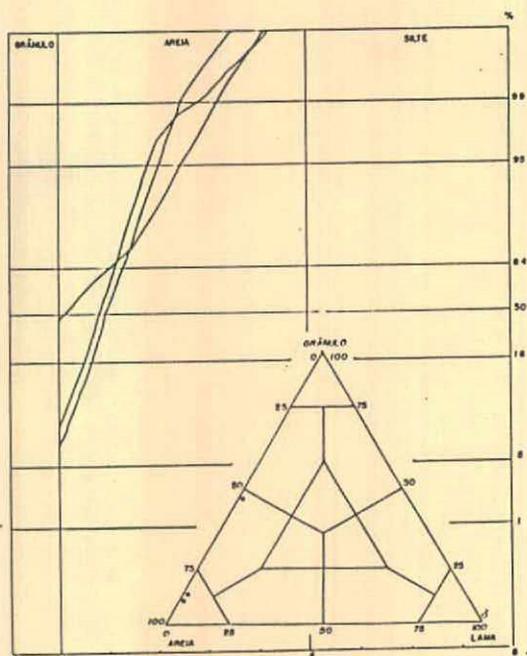
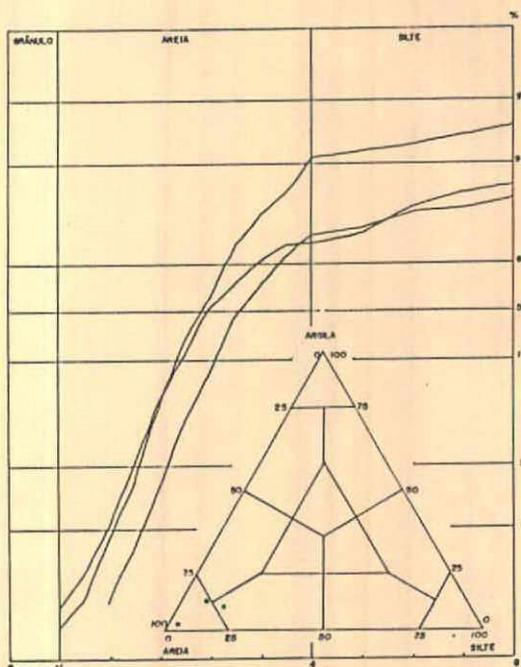
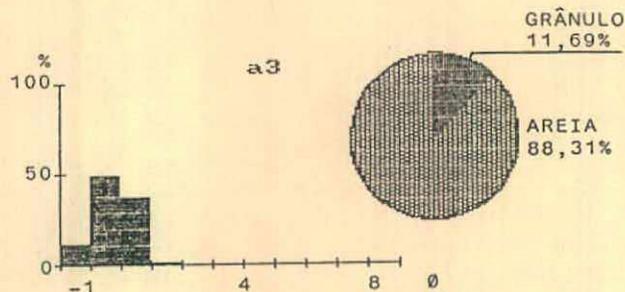
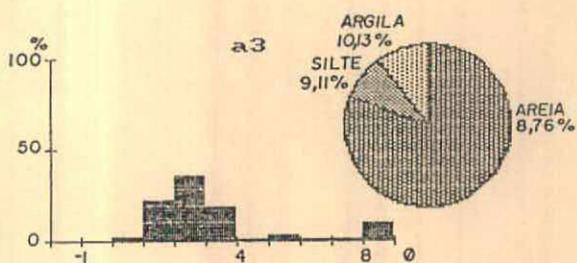
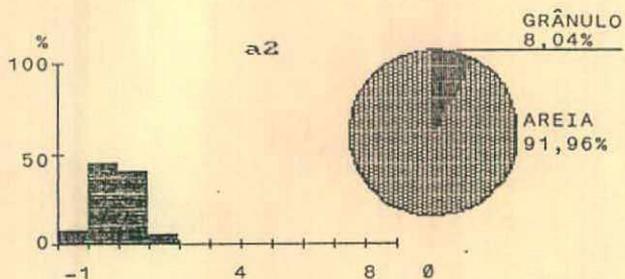
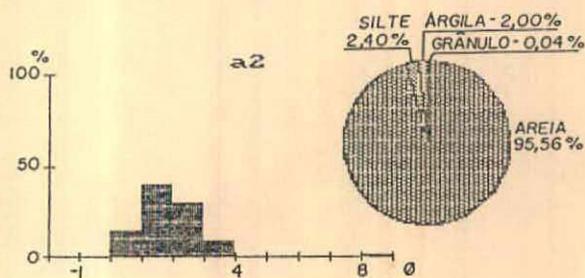
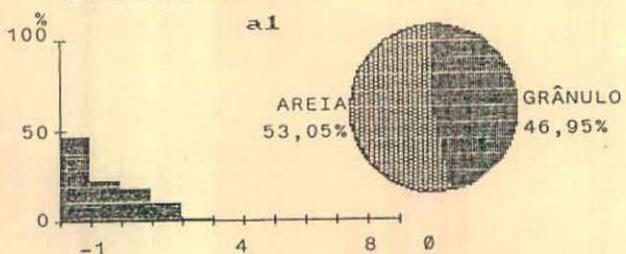


Fig. 10.13 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de distribuição granulométrica e diagramas triangulares correspondentes à composição granular, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.4 e no Rio da Madre, na mesma localidade. As amostras do rio foram coletadas nas margens e no meio do canal.

Perfil Fl.6

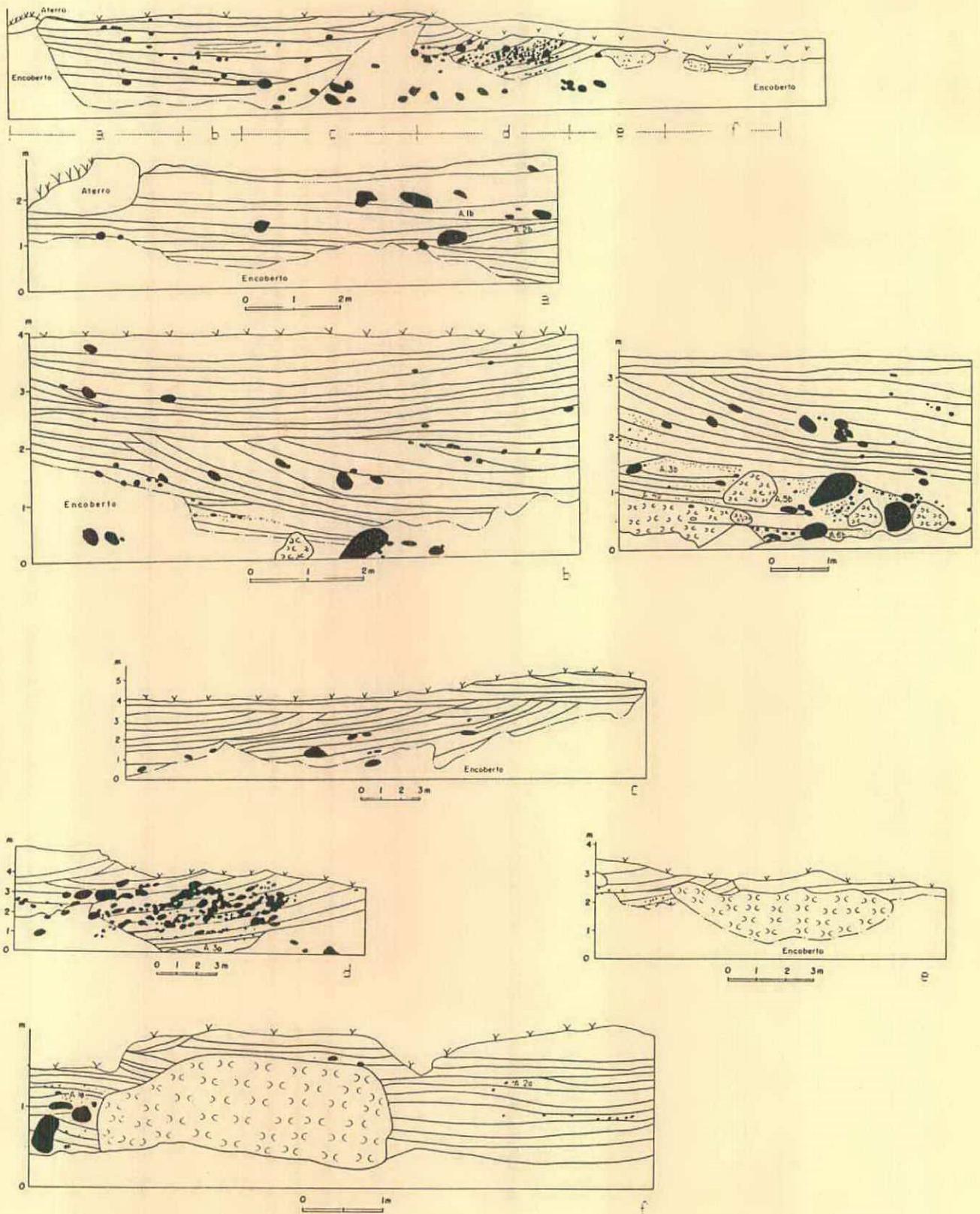


Fig. 10.14 - Perfil Fl.6, localizado a oeste da Capela de São Sebastião, no Sertão do Campo. Os vários setores ilustram as estruturas primárias dos sedimentos arenáceos do leque aluvial LA2. Tratam-se de camadas plano-paralelas associadas com estratos cruzados, ambos contendo seixos de quartzo, blocos e matações de rochas cristalinas. É de grande importância a presença de camadas colúvio-aluvionares de natureza arenossilítico-argilosa, contendo seixos, blocos e matações de naturezas diversas. São também encontradas enormes bolotas arenossilítico-argilosas (tamanho variado, até o de matação). As amostras analisadas encontram-se localizadas nos vários setores do perfil.

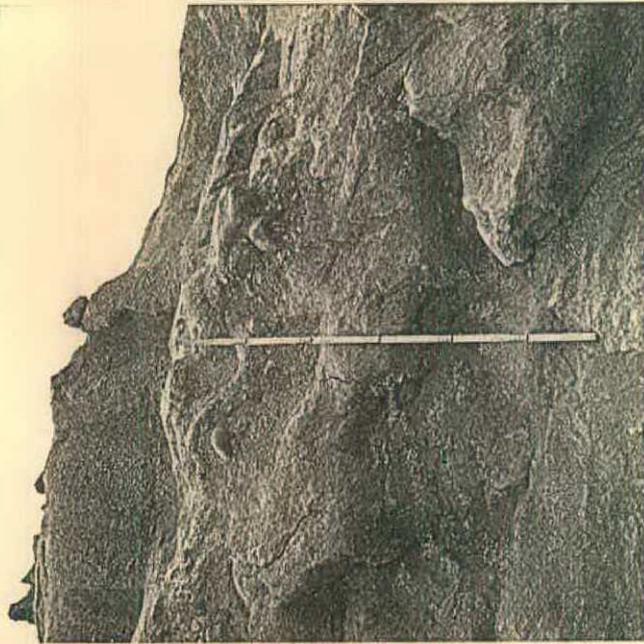
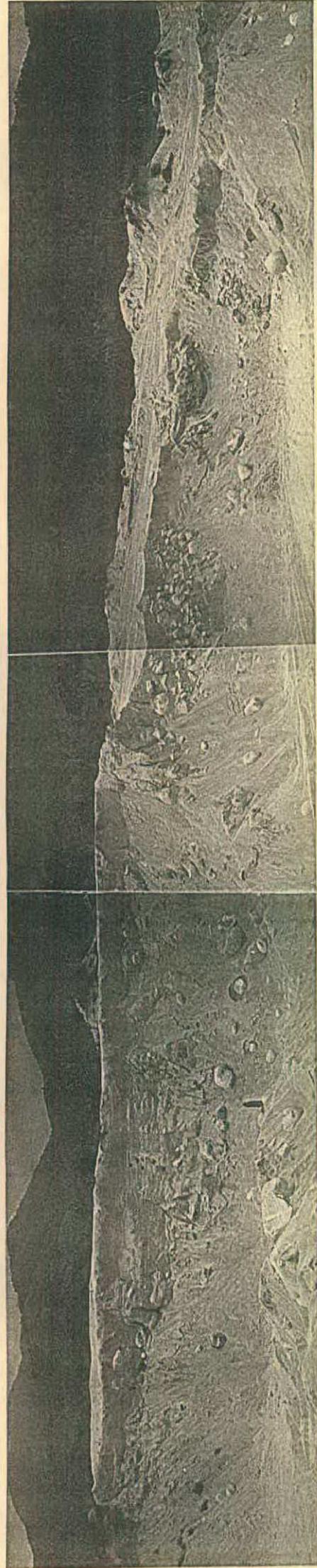


Fig. 10.15 - Fotos do Perfil F16 (v. fig. 10; 14). Na parte superior, detalh das bolotas arenó-silico-argilosas (tamanho natação). Na part inferior, vista geral do perfil.



**Perfil F1.6**

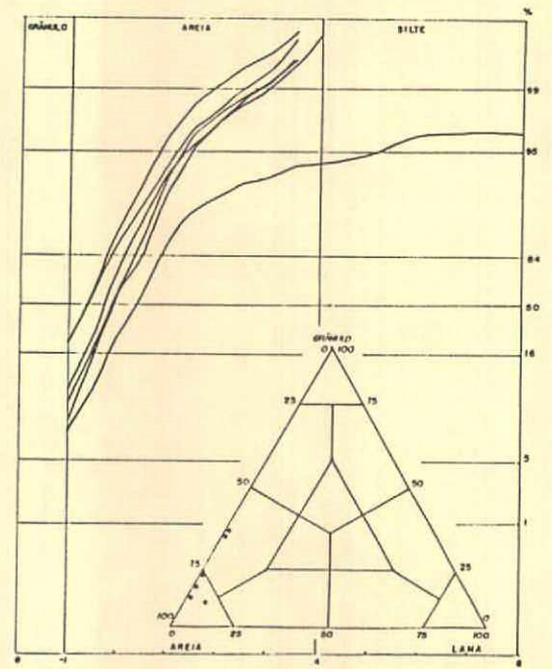
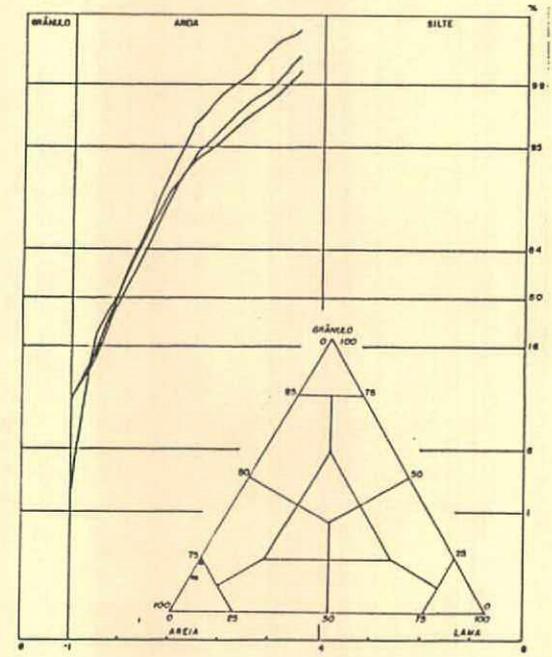
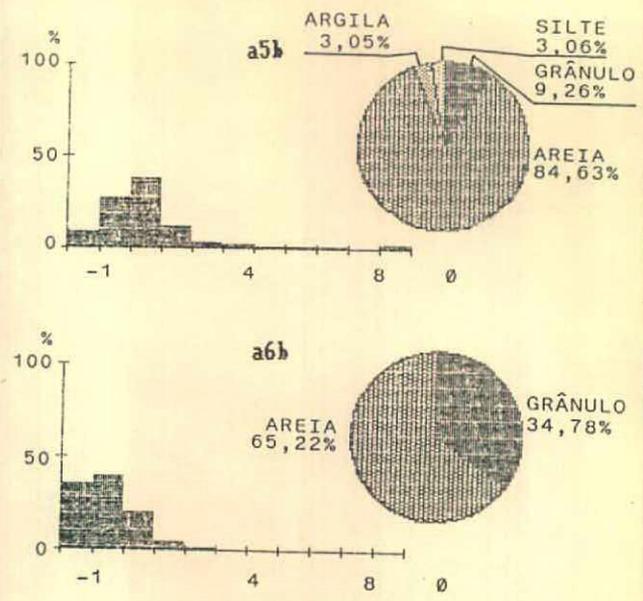
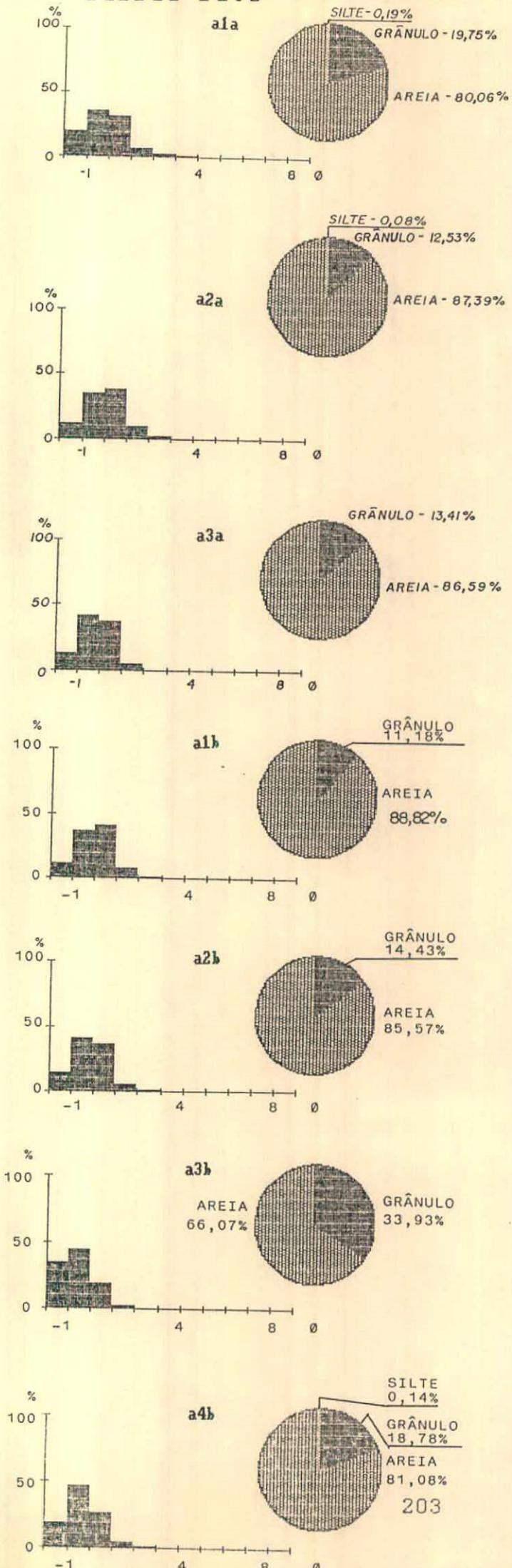
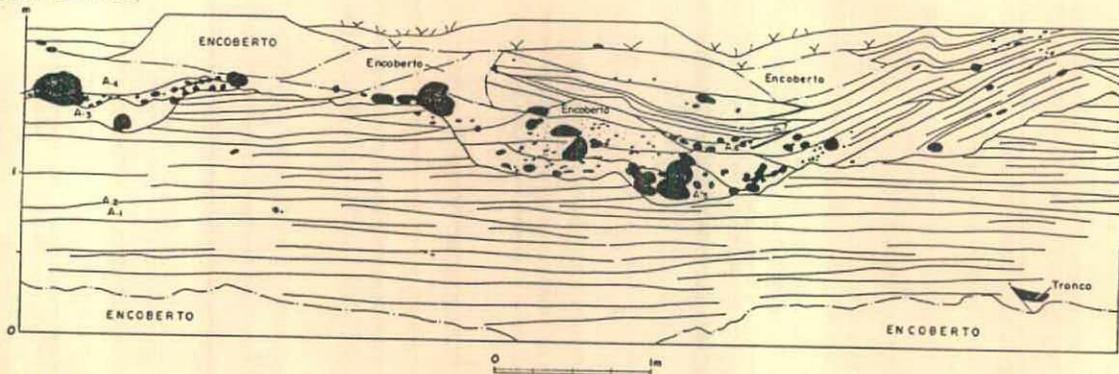
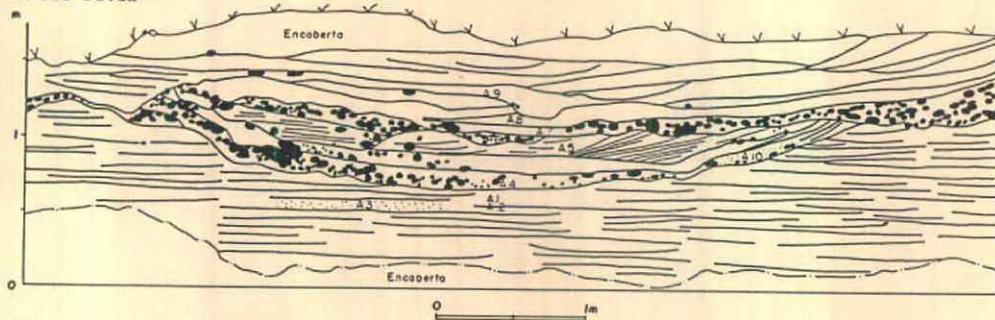


Fig. 10.16 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F1.6.

Perfil Fl.8a



Perfil Fl.8b



Perfil Fl.8c

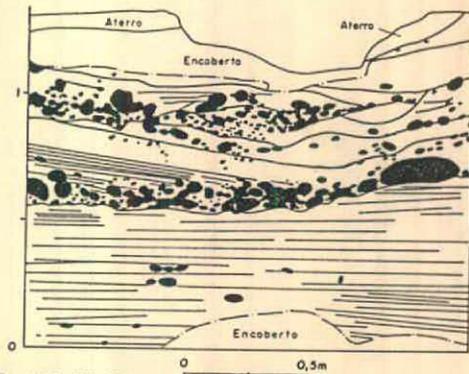
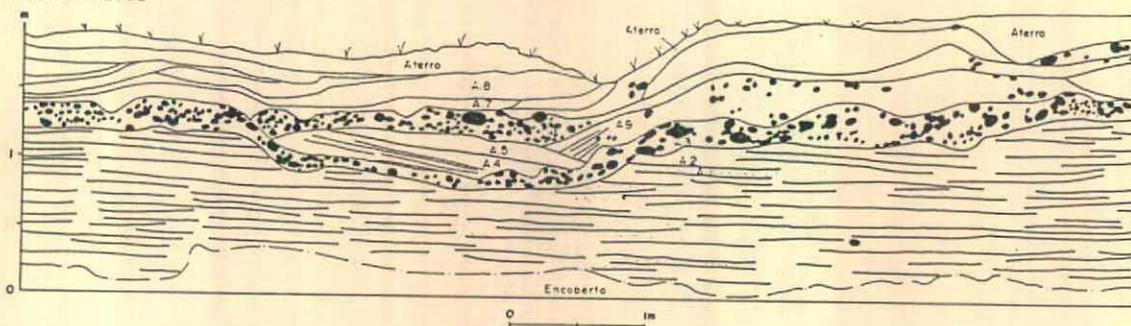
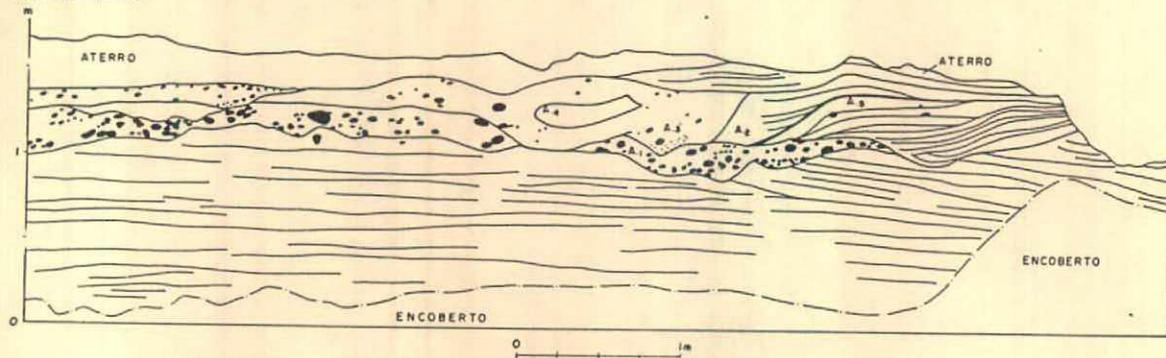
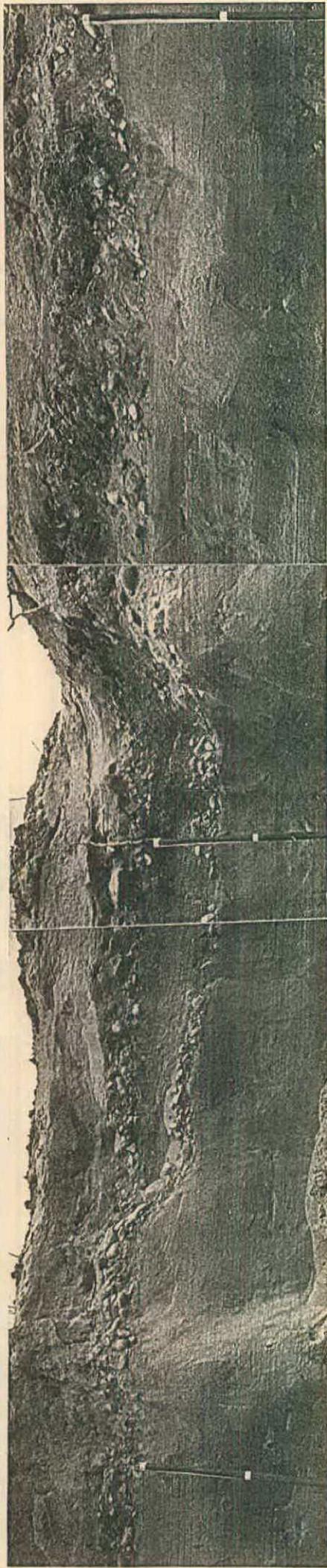


Fig. 10.17 - Perfil F18, com vários setores mostrando as estruturas primárias dos depósitos arenáceos do leque aluvial mais antigo (LA2) a oeste da Capela São Sebastião (Serfão do Campo). A sequência sedimentar é caracterizada por estratos plano-paralelos formados em regime de fluxo superior, bem como por camadas rudáceas e estratos cruzados. Ao lado, detalhe das estruturas do perfil F18c. Para localização do Perfil, vide fig. 10.8.

Perfil Fl.8d





205



ESCALA  
0 50 cm

Fig. 10.18 - Fotos do Perfil F18  
(v. fig. 10.17).

**Perfil Fl.8a**

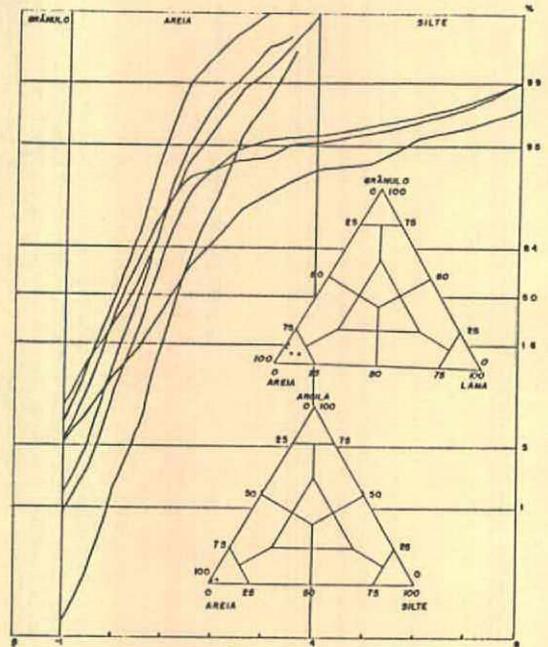
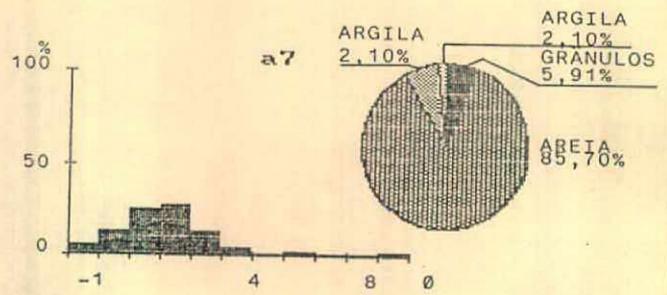
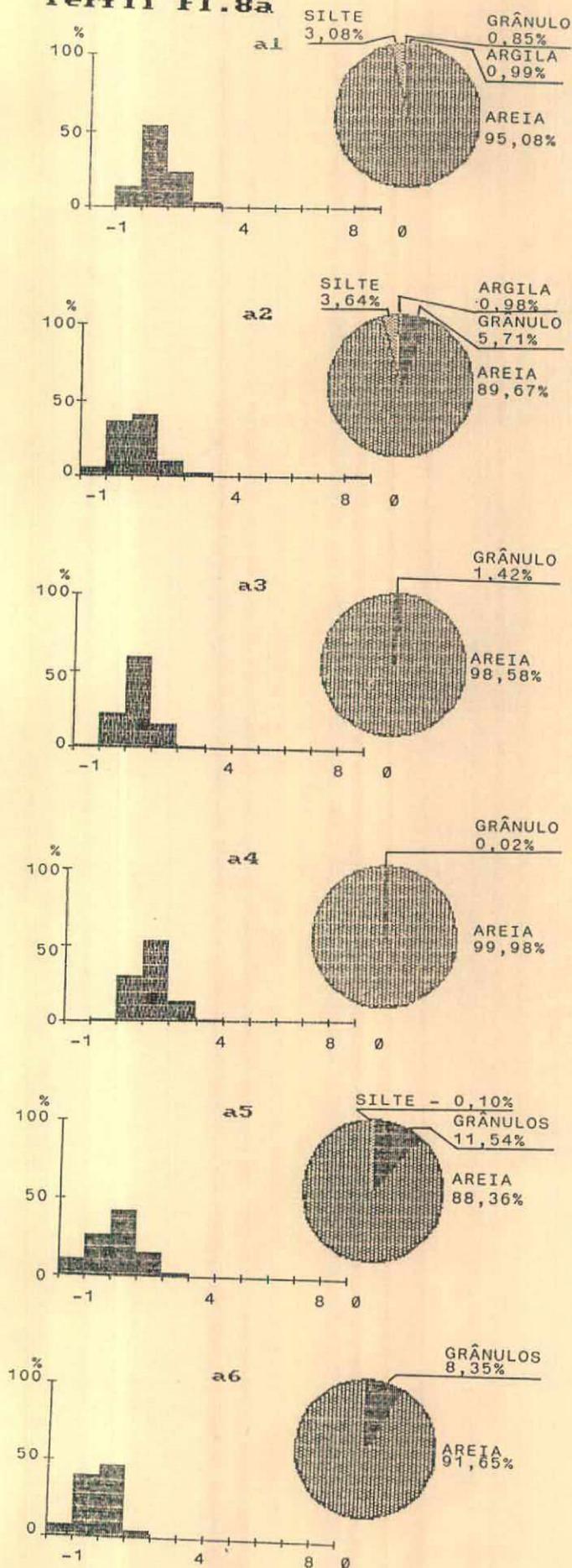


Fig. 10.19 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.8a.

**Perfil F1.8b**

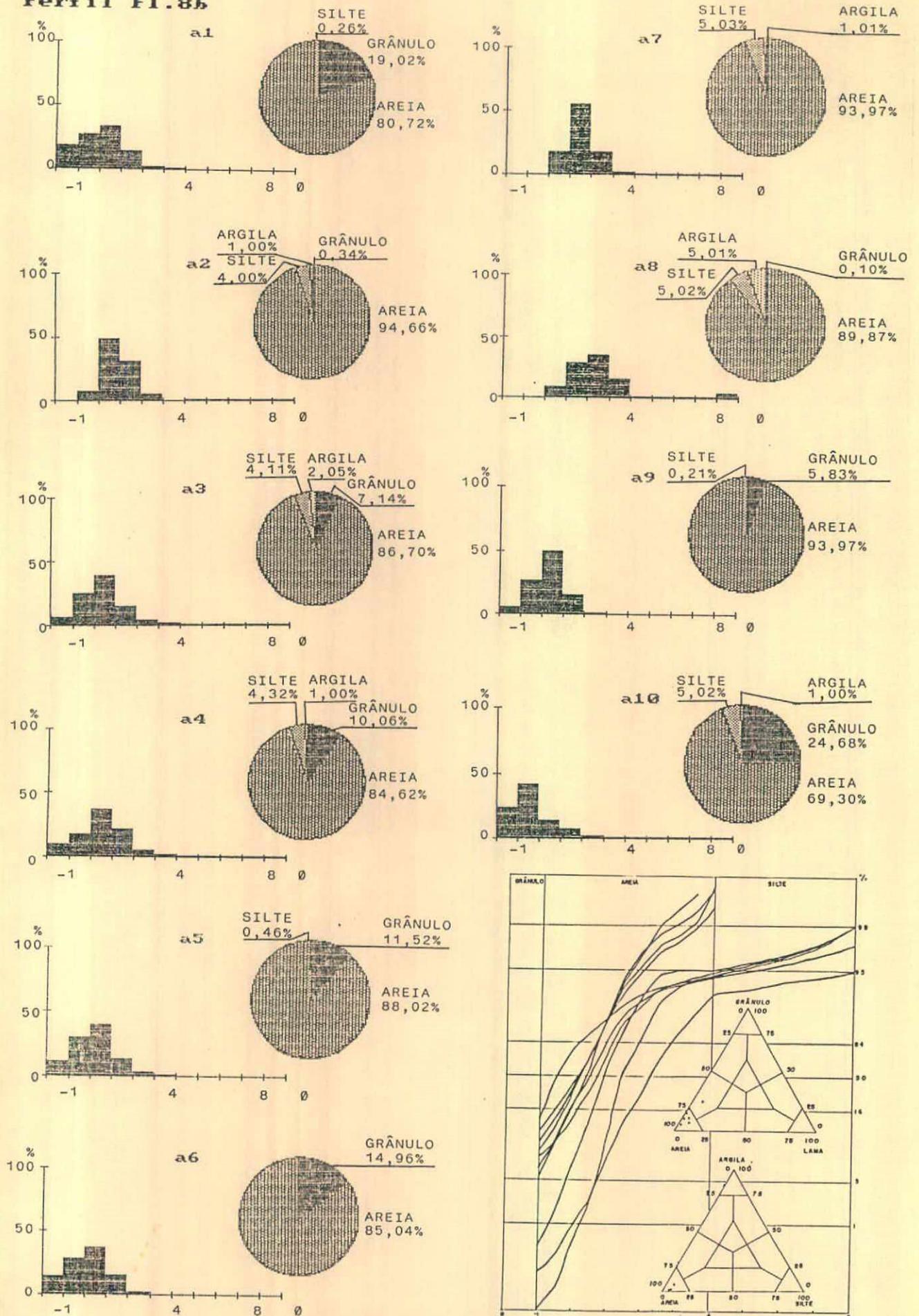


Fig. 10.20 - Histogramas, diagramas, circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F18b.

**Perfil F1.8c**

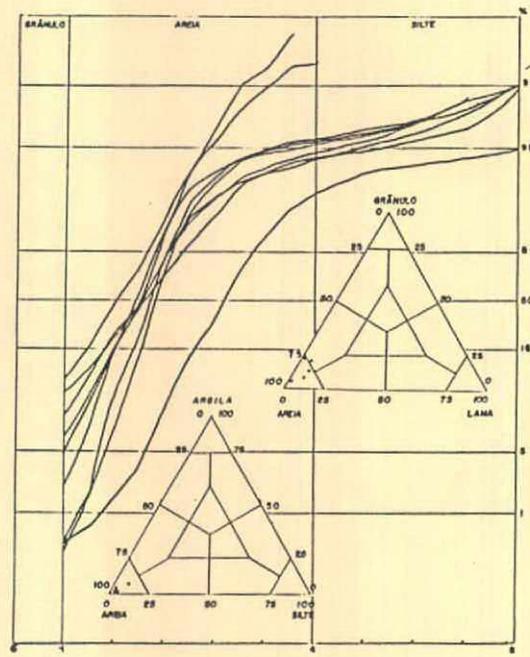
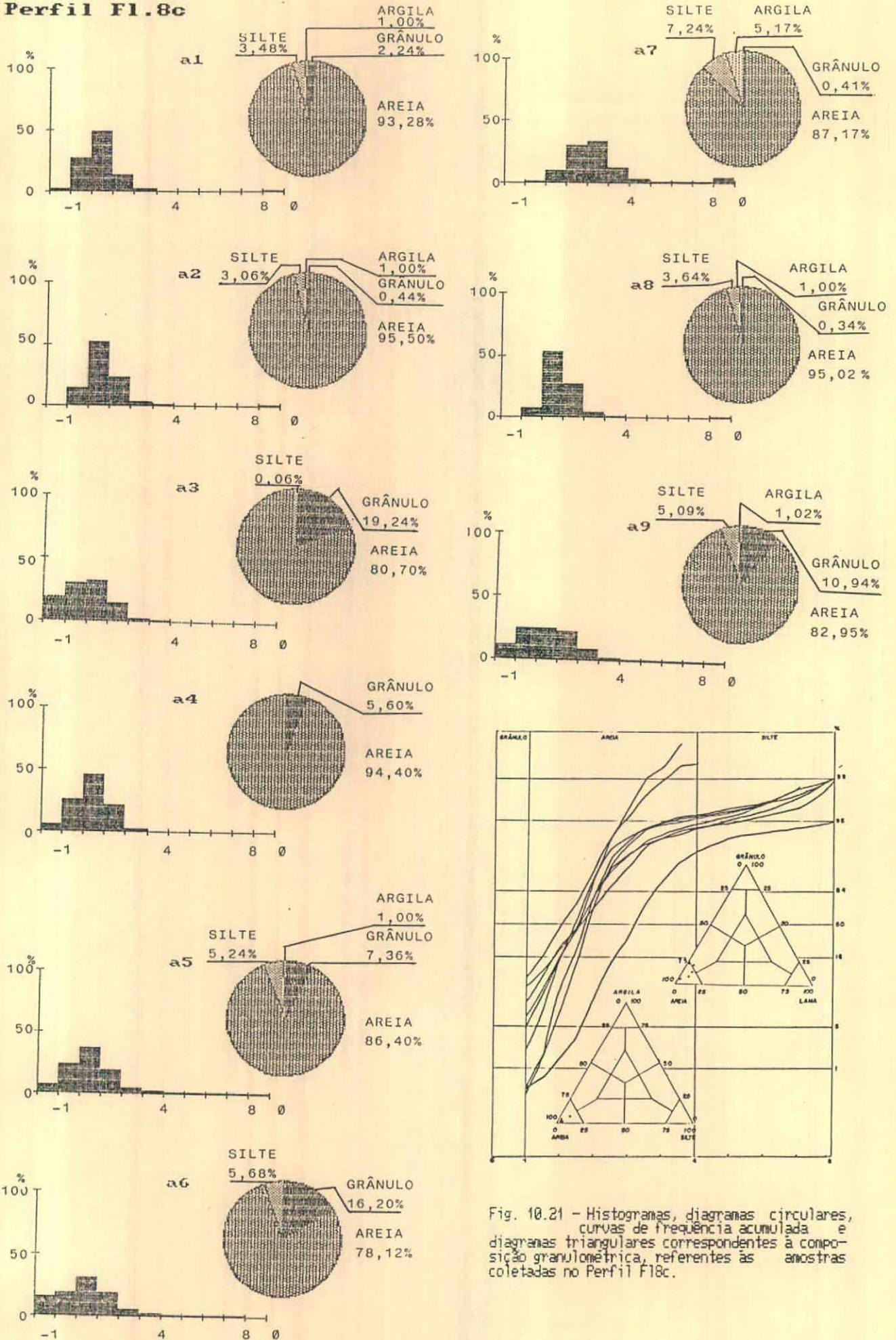


Fig. 10.21 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F18c.

**Perfil Fl.8d**

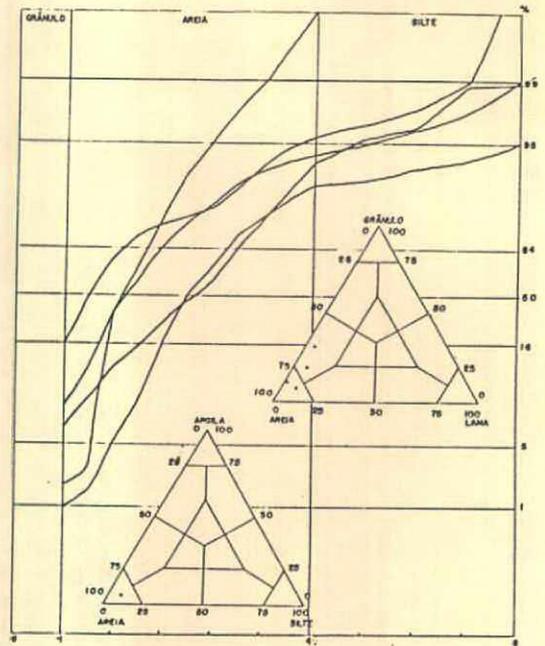
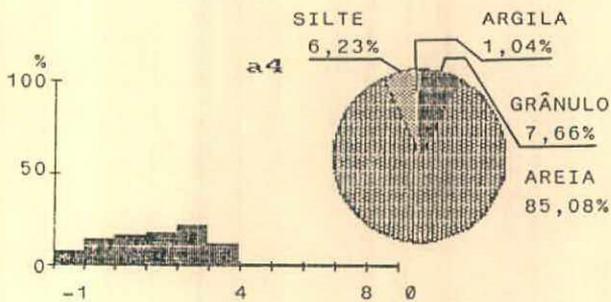
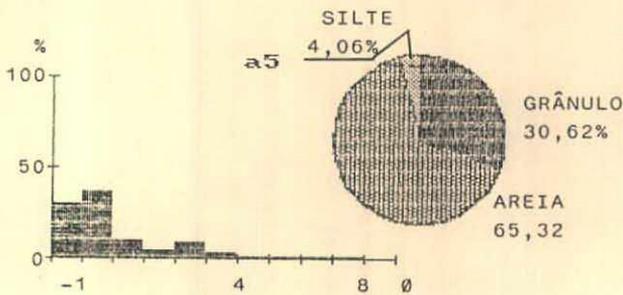
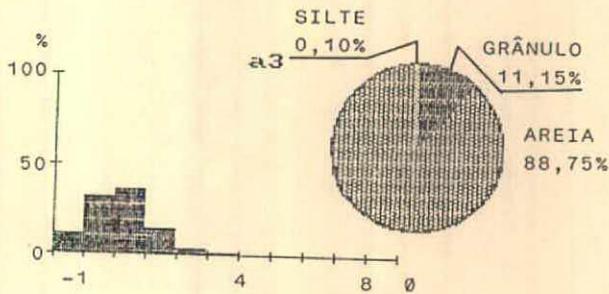
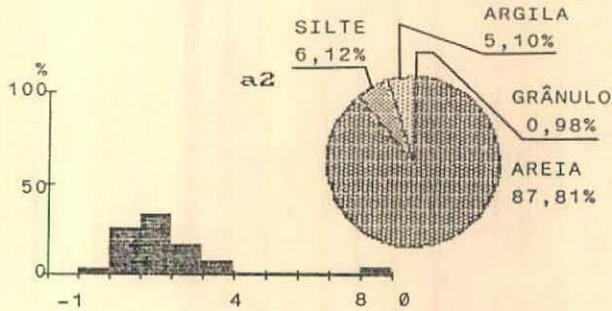
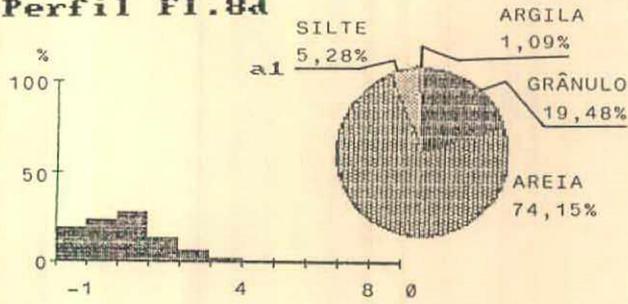


Fig. 10.22 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.8d.

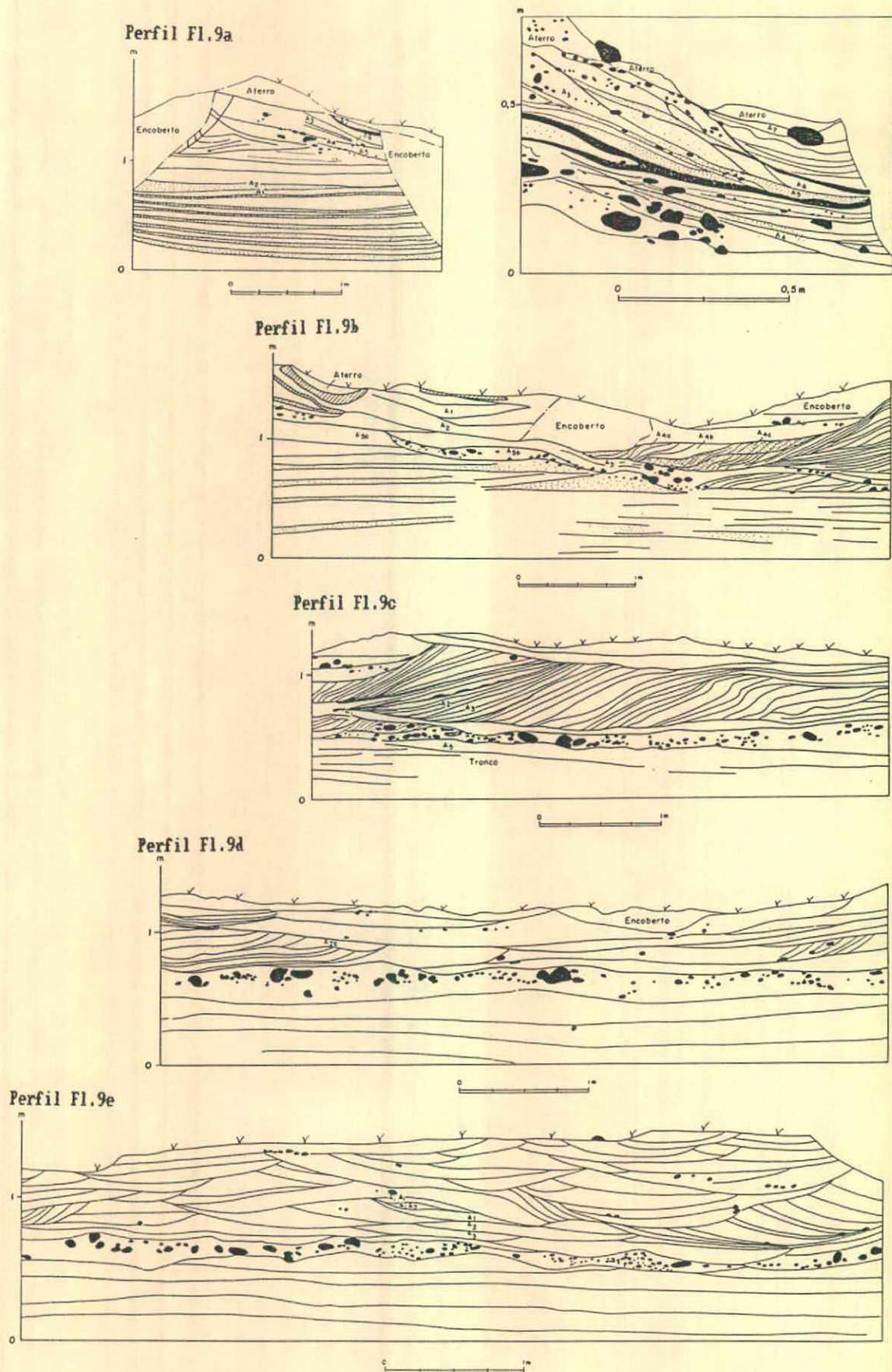


Fig. 10.23 - Detalhes das estruturas primárias dos depósitos arenáceos do Perfil F19, do leque aluvial (LA2) (nível mais elevado) situado a oeste da Capela São Sebastião, no Sertão do Campo, caracterizadas por estratos cruzados acanalados com seixos dispersos, bem como por camadas de estratos plano-paralelos e depósitos de material rudáceo. No setor "a" do Perfil F19 encontram-se camadas de argilas, representadas por uma faixa preta. Para localização do Perfil, vide fig. 10.8.

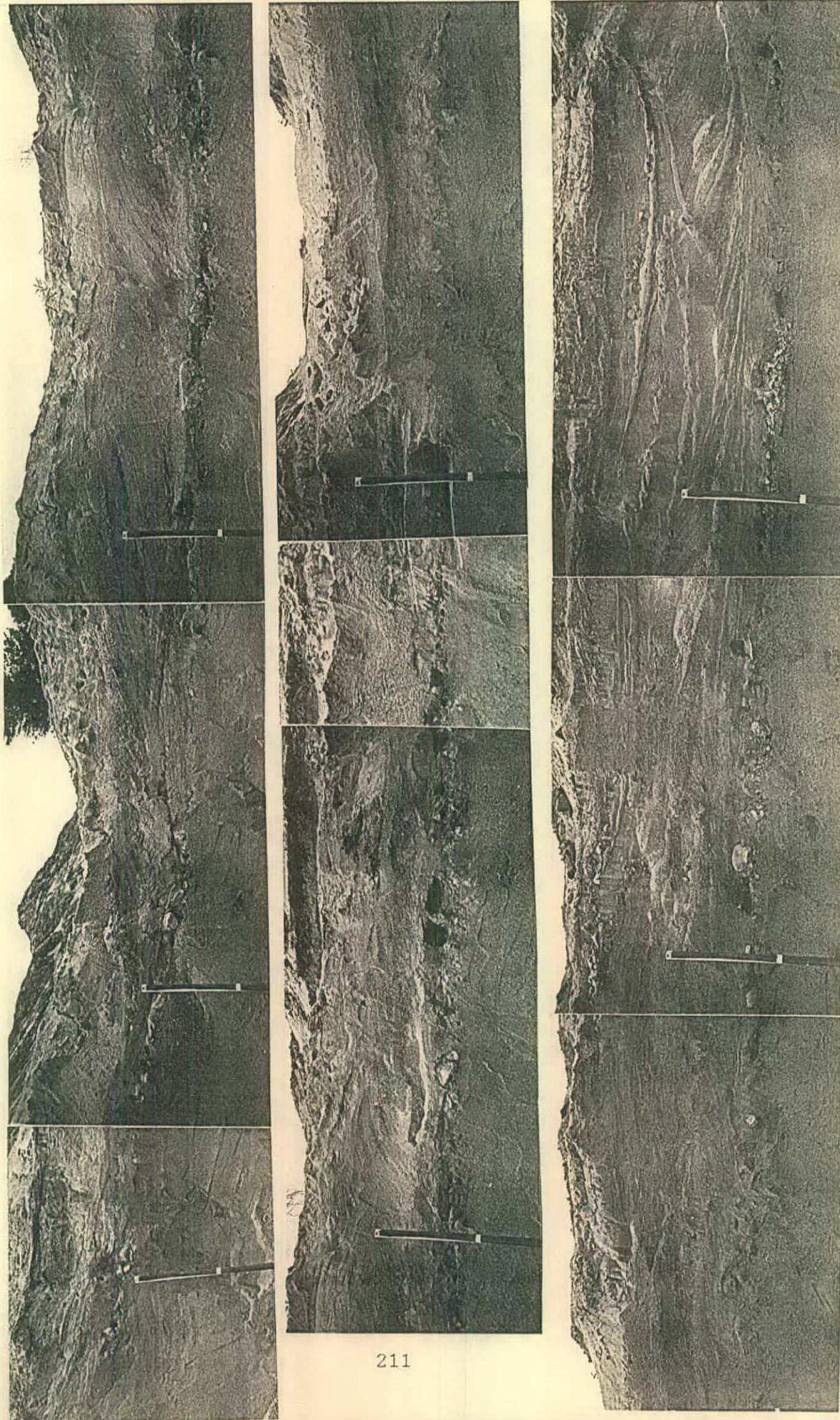


Fig. 10.24 - Fotos do Perfil F19 (v. Fig. 10.23).



Fig. 10.24.a - Fotos de detalhes das estruturas primárias dos depósitos arenáceos do Perfil F19. Ao lado, foto das camadas argilosas.

**Perfil Fl.9a**

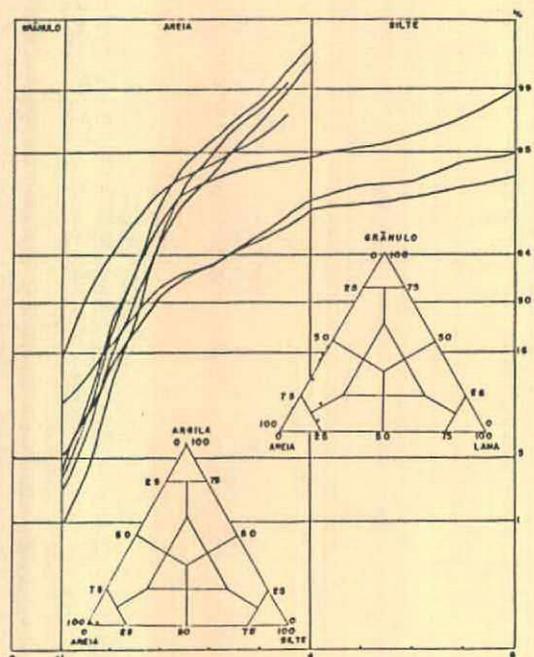
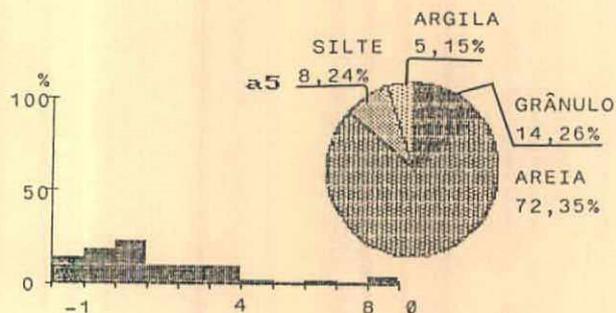
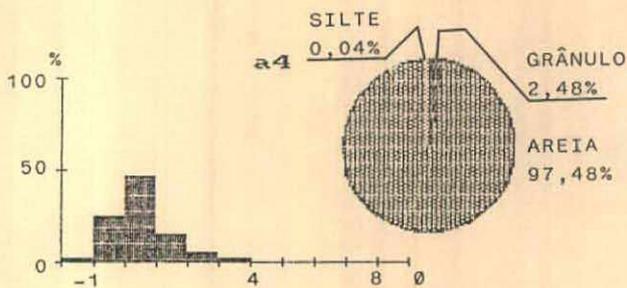
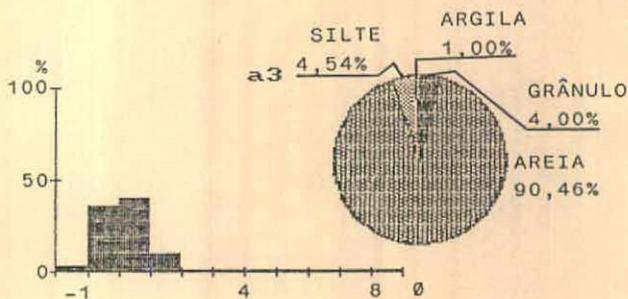
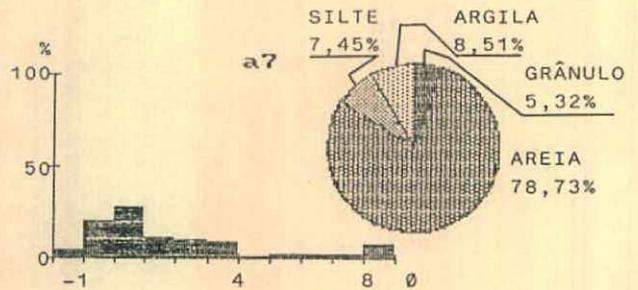
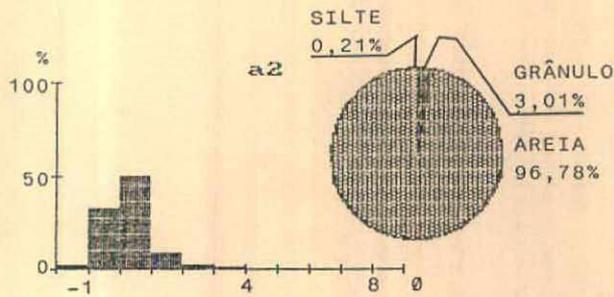
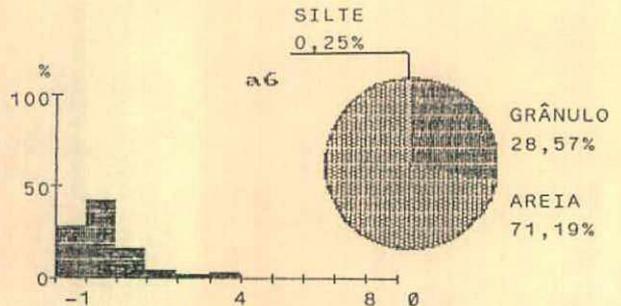
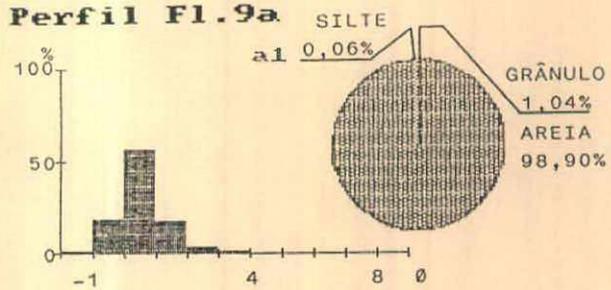


Fig. 10.25 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.9a.

**Perfil Fl.9b**

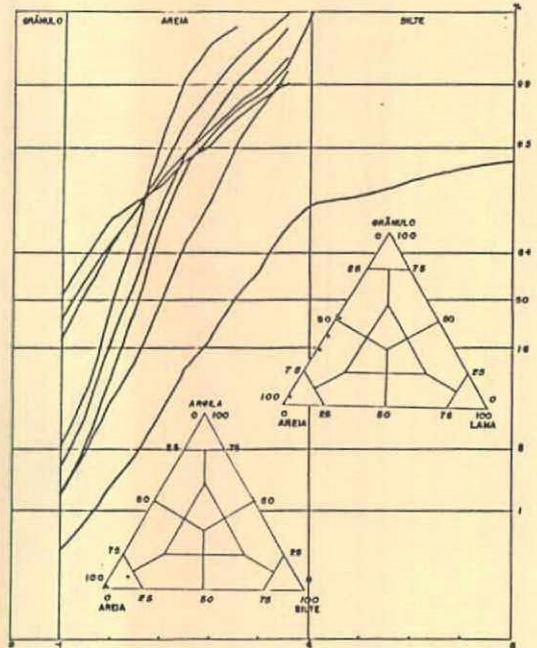
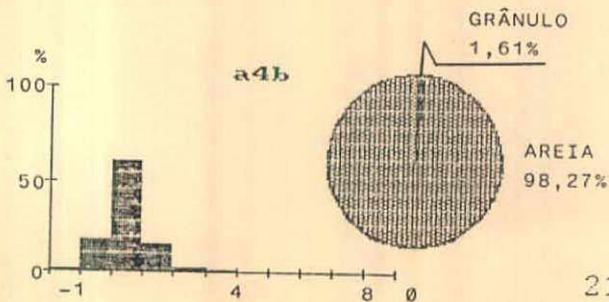
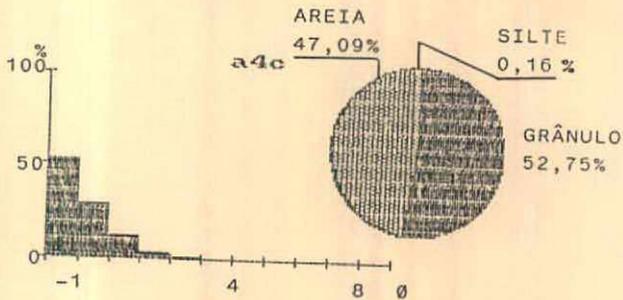
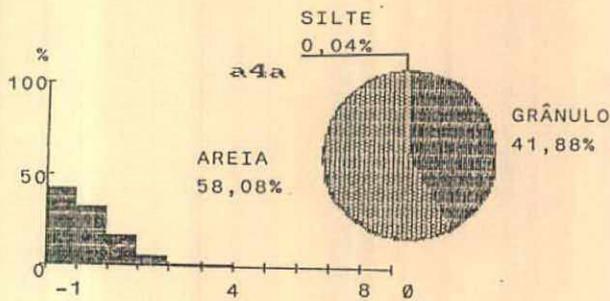
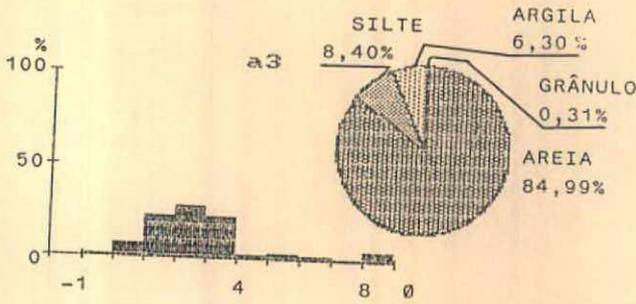
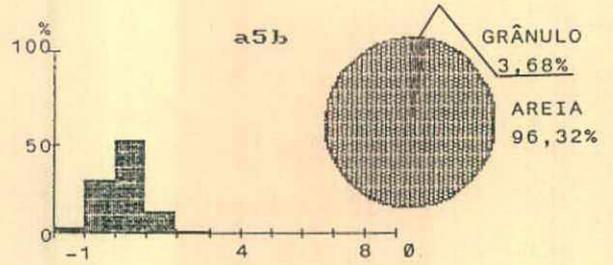
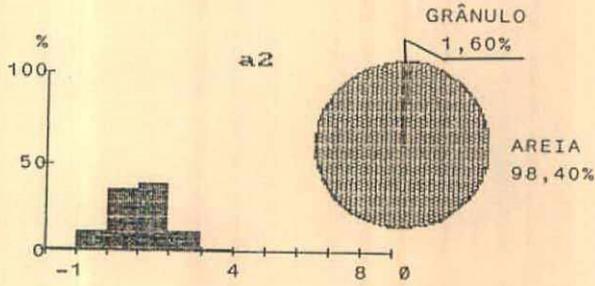
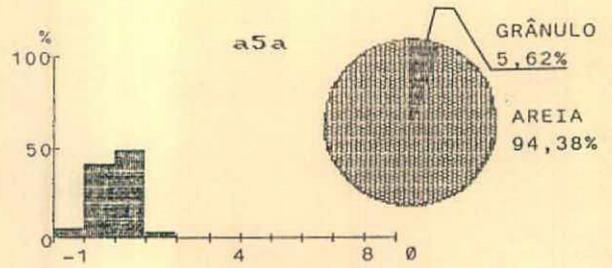
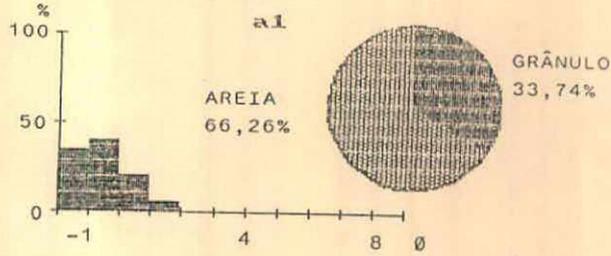
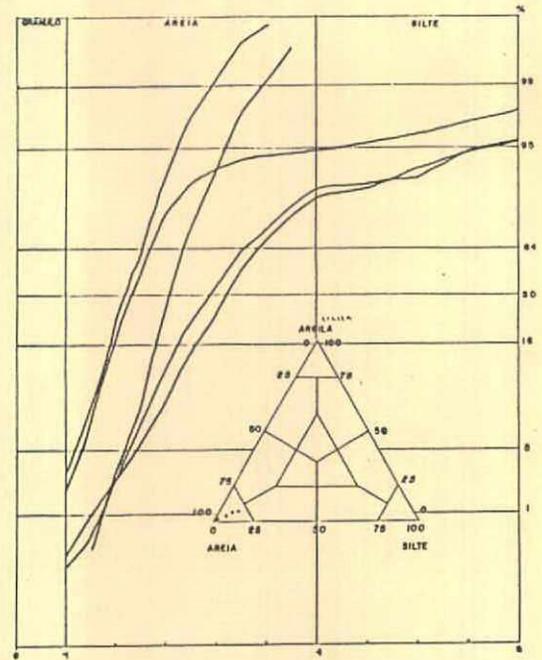
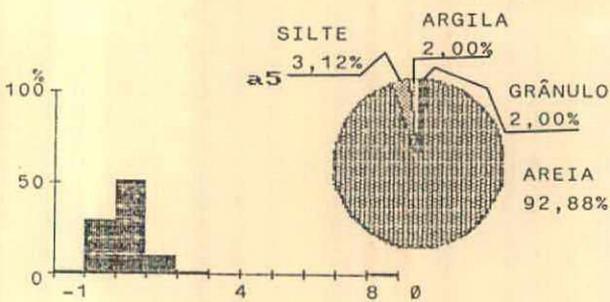
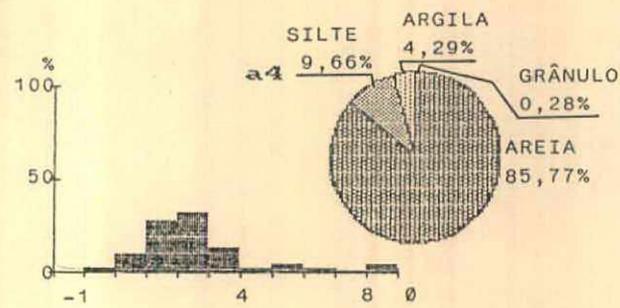
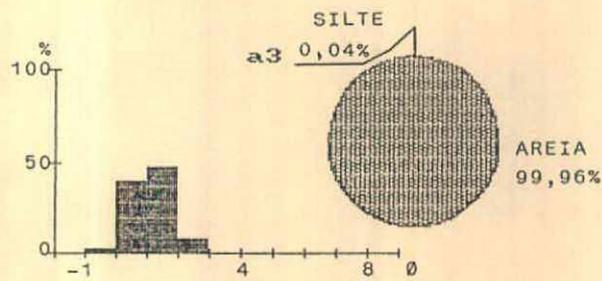
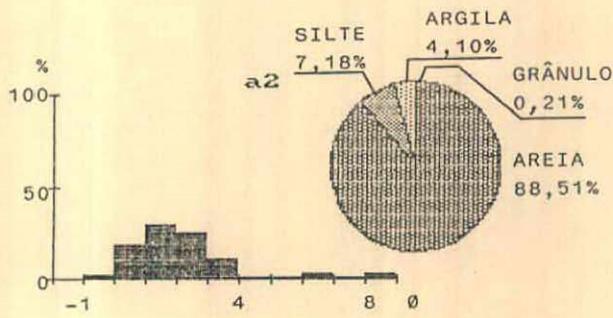
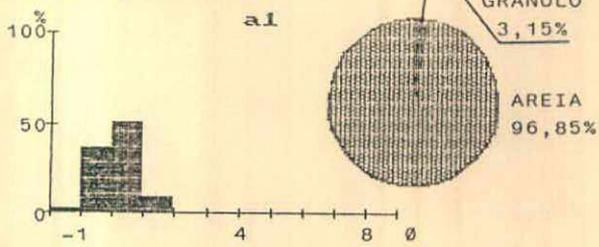


Fig. 10.26 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.9b.

**Perfil F1.9c**



**Perfil F1.9d**

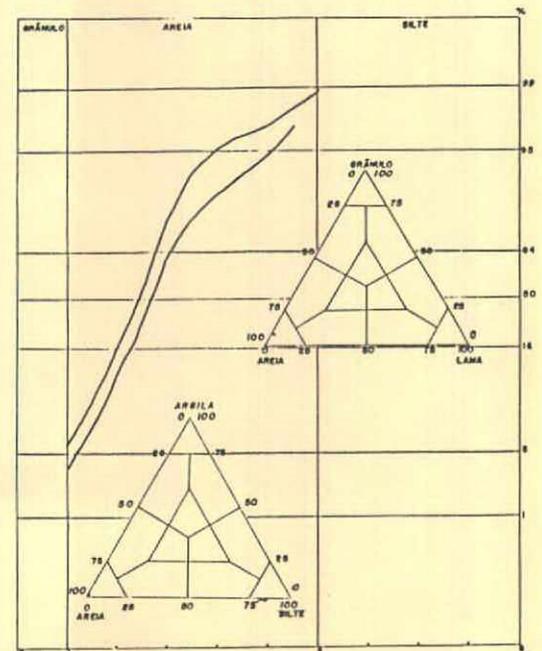
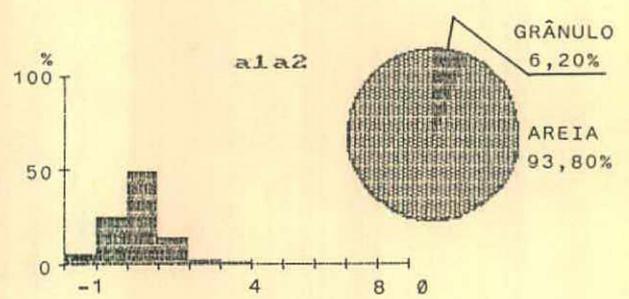
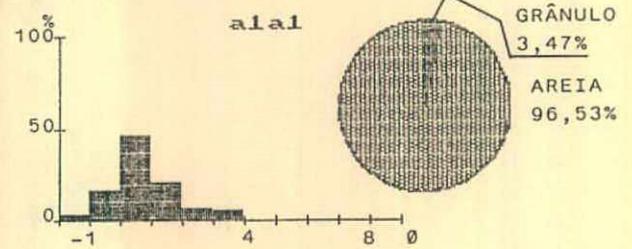


Fig. 10.27 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F19c e F19d.

**Perfil Fl.9e**

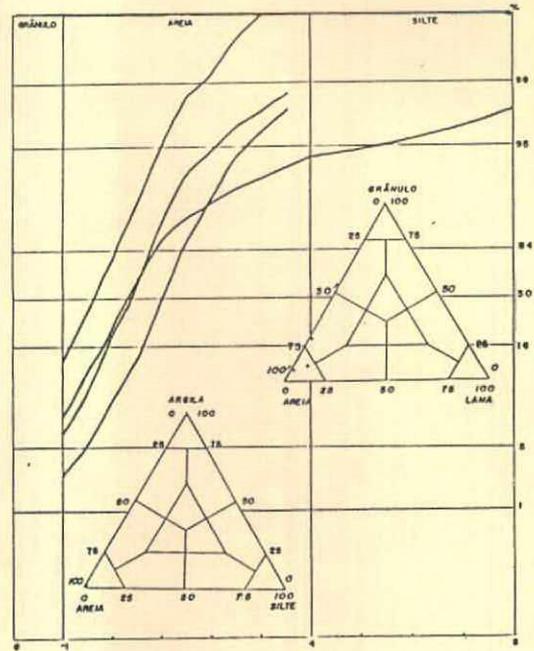
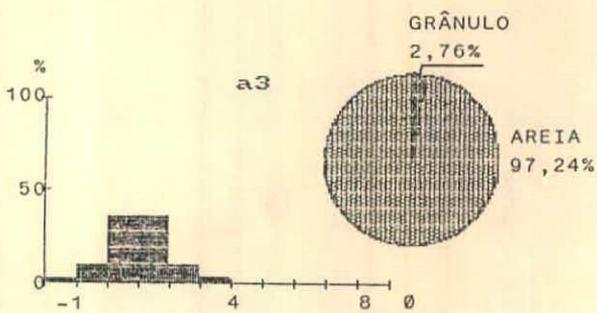
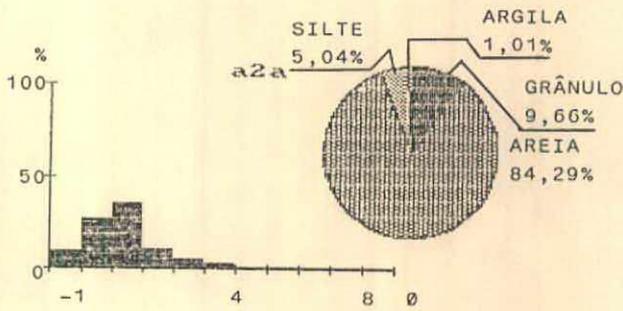
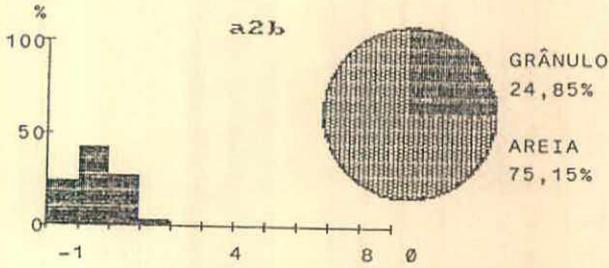
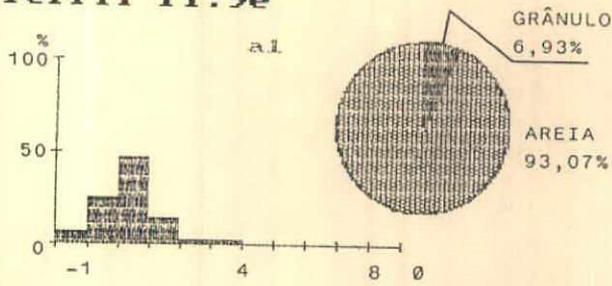


Fig. 10.27.a - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.9e.

Perfil Fl.9II

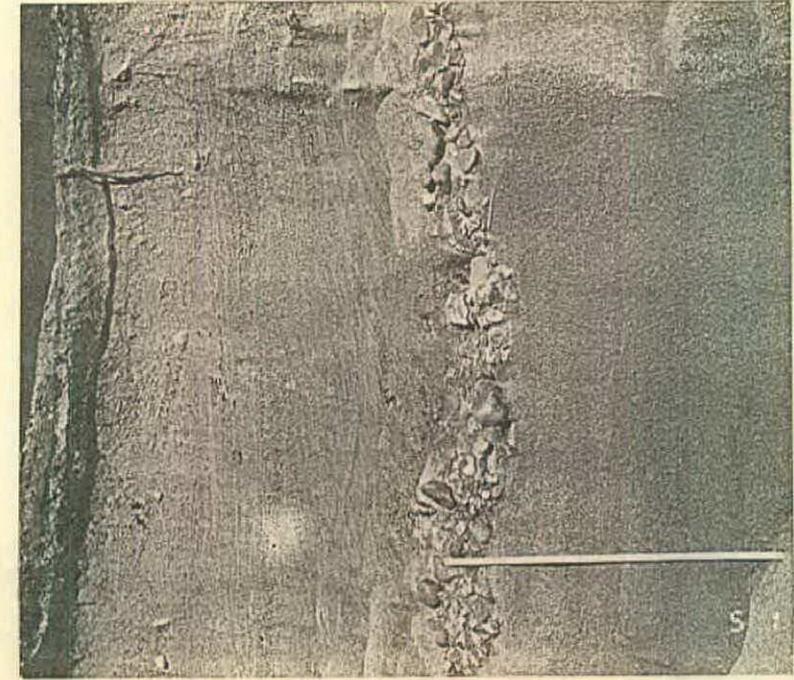
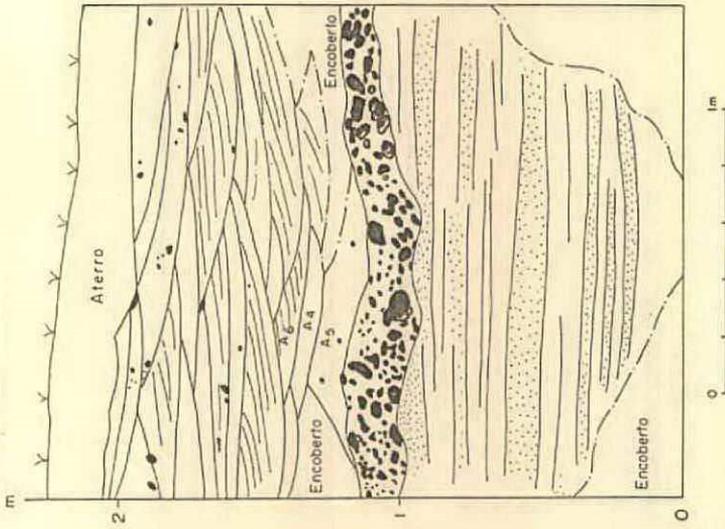
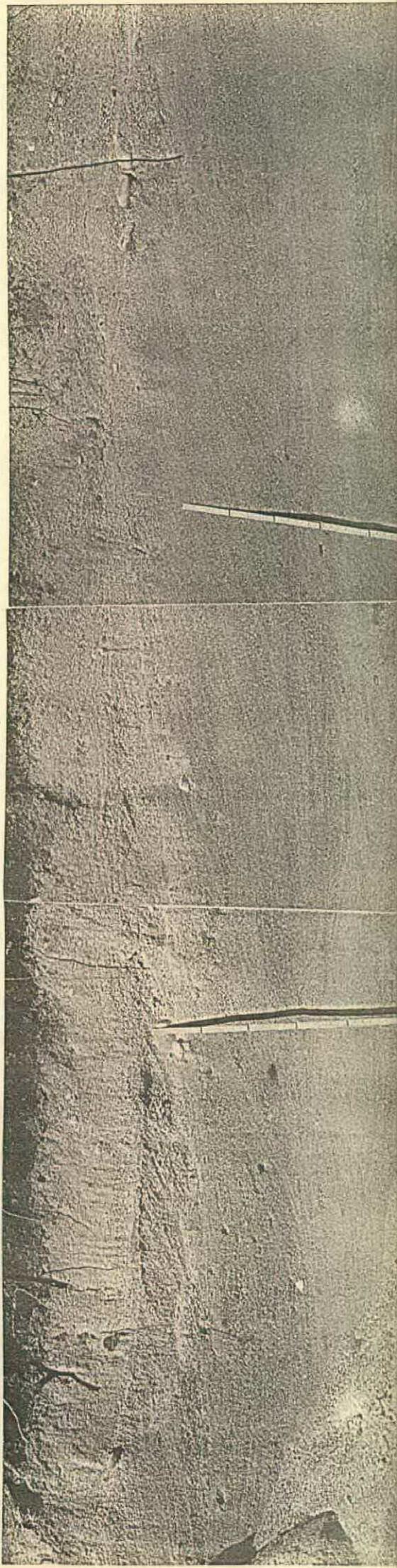
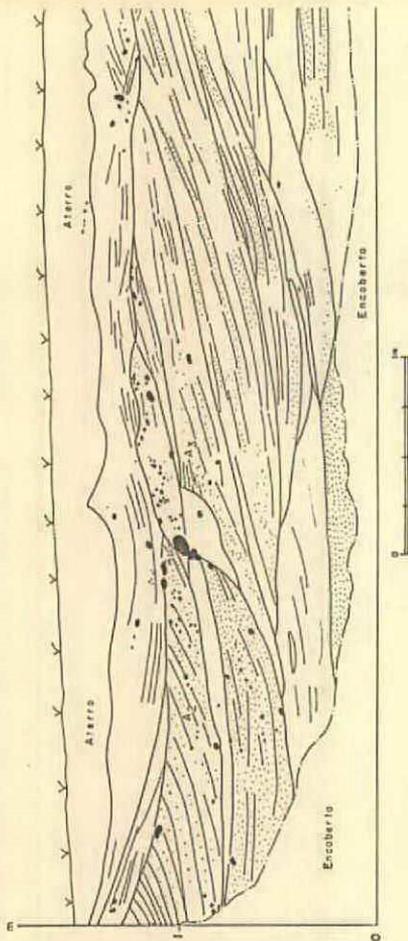


Fig. 10.28 - Fotos do Perfil Fl.9II, localizado a oeste da Capela São Sebastião, no mesmo local do Perfil Fl.9, após remoção de parte das areias pela firma exploradora. Desenhos representando as camadas com estratificação cruzada acanalada, com seixos dispersos e as camadas rúbeas. Nos perfis estão localizados os pontos de coleta de amostras.



**Perfil F1.9II**

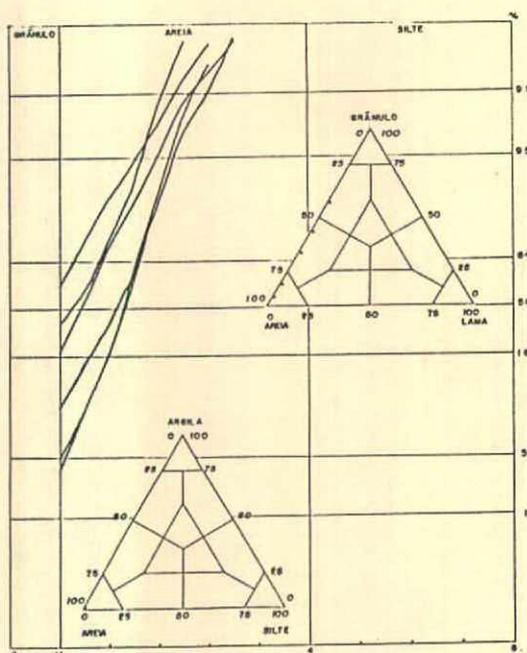
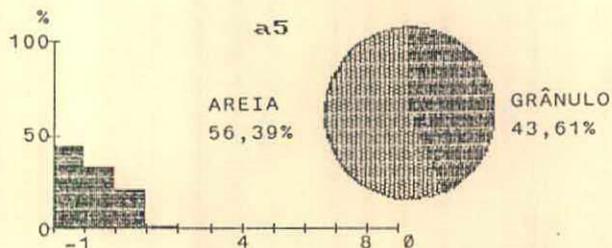
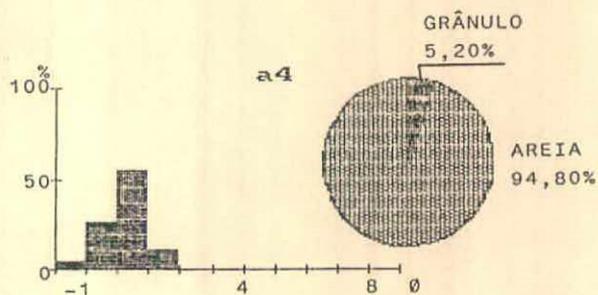
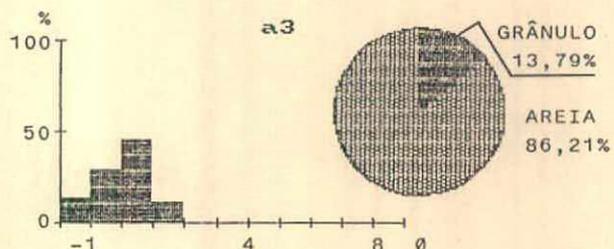
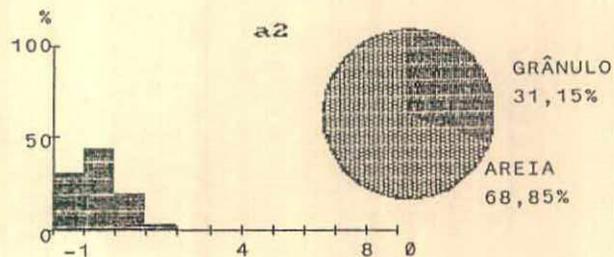
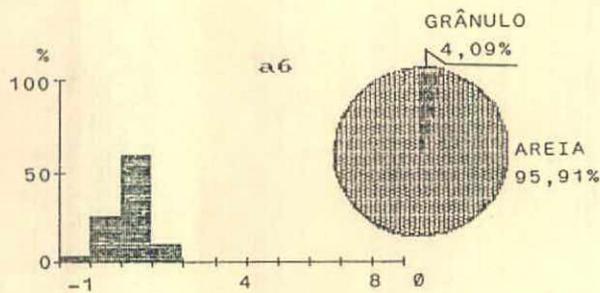
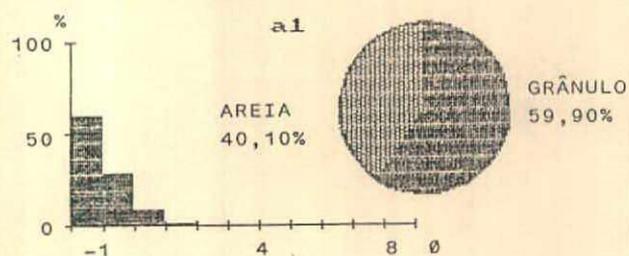
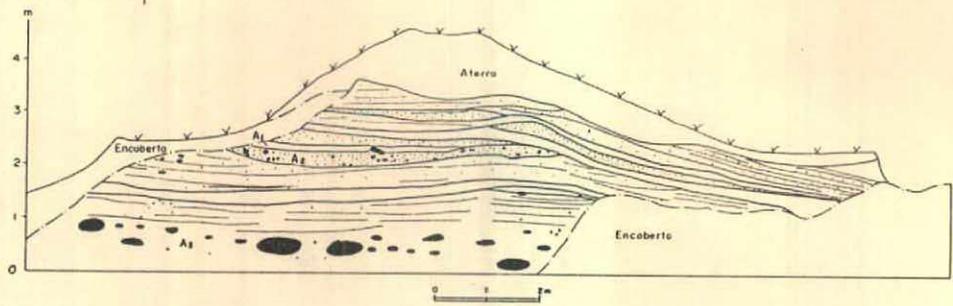
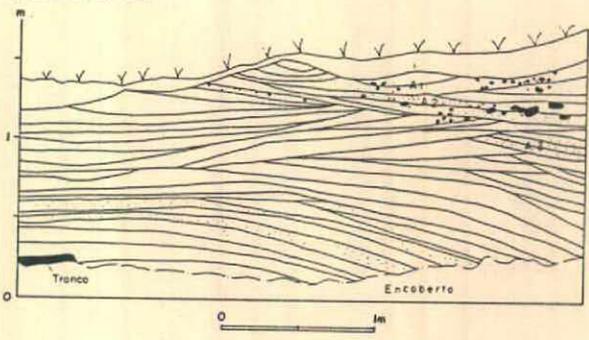


Fig. 10.29 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F1911.

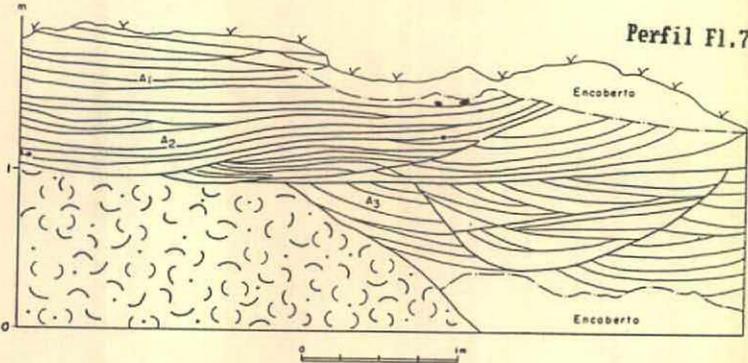
Perfil Fl.5



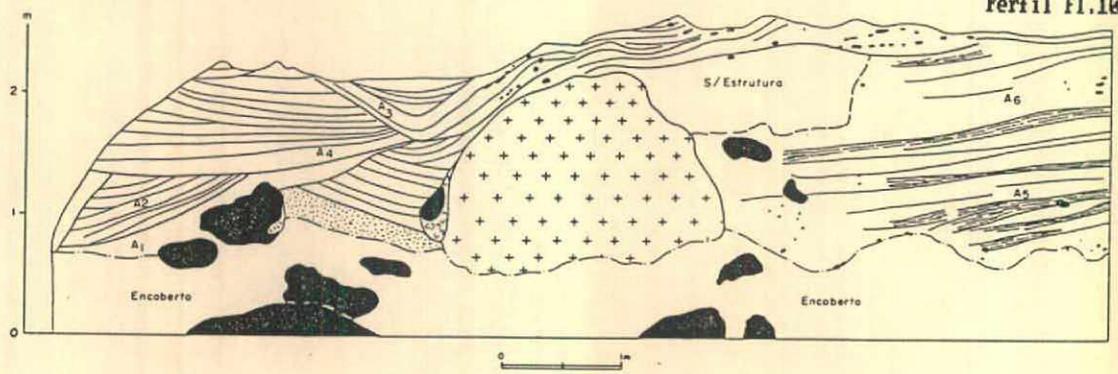
Perfil Fl.11



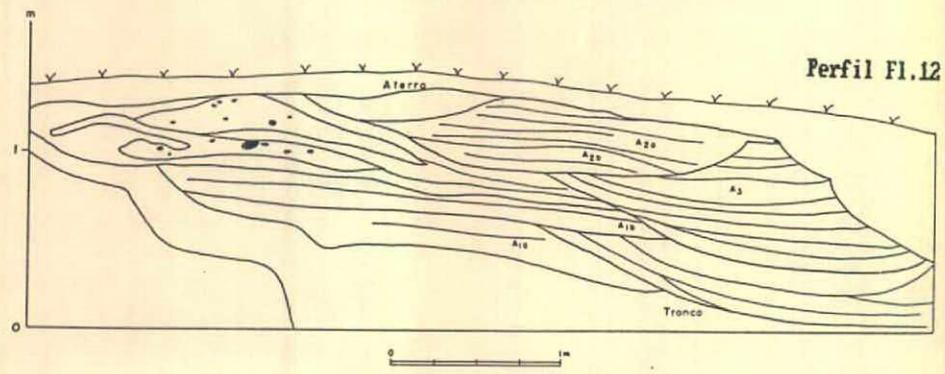
Perfil Fl.7



Perfil Fl.10



Perfil Fl.12



Perfil Fl.13

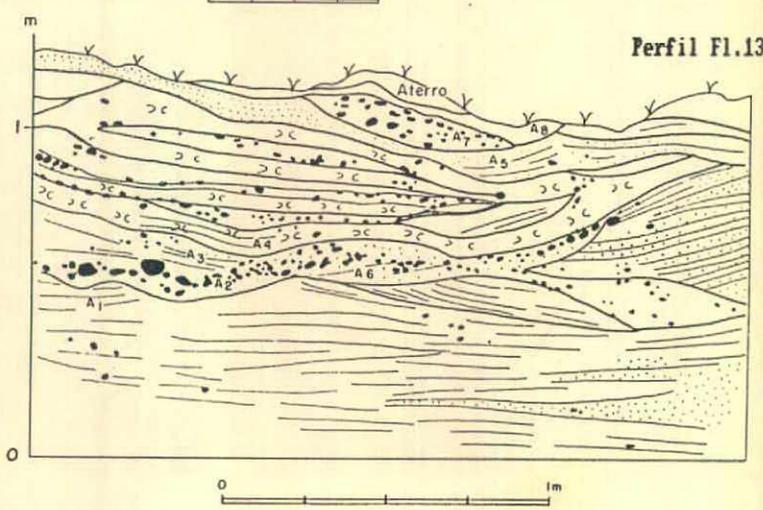


Fig. 10.30 - Estruturas primárias do leque aluvial LA2, nos Perfis Fl.5, Fl.7, Fl.10, Fl.11, Fl.12 e Fl.13, localizados a oeste da Capela São Sebastião, Sertão do Campo. Nos vários perfis são encontrados estratos plano-paralelos associados a estratos cruzados acanalados. Camada colúvio-aluvionar resultante de movimentos de massa encontra-se na base do Perfil Fl.11. Volumosas matações de rocha granítica são encontrados no Perfil Fl.10, sendo o maior com mais de 3 m de diâmetro. Além dos estratos arenosos, com seixos esparsos, são encontradas camadas com maiores concentrações de seixos e blocos. Nos perfis estão localizadas as amostras coletadas e analisadas. Para localização dos perfis vide fig. 10.8.

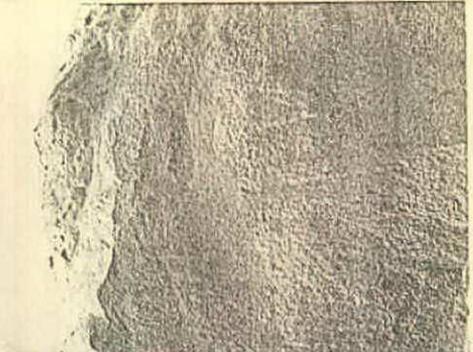
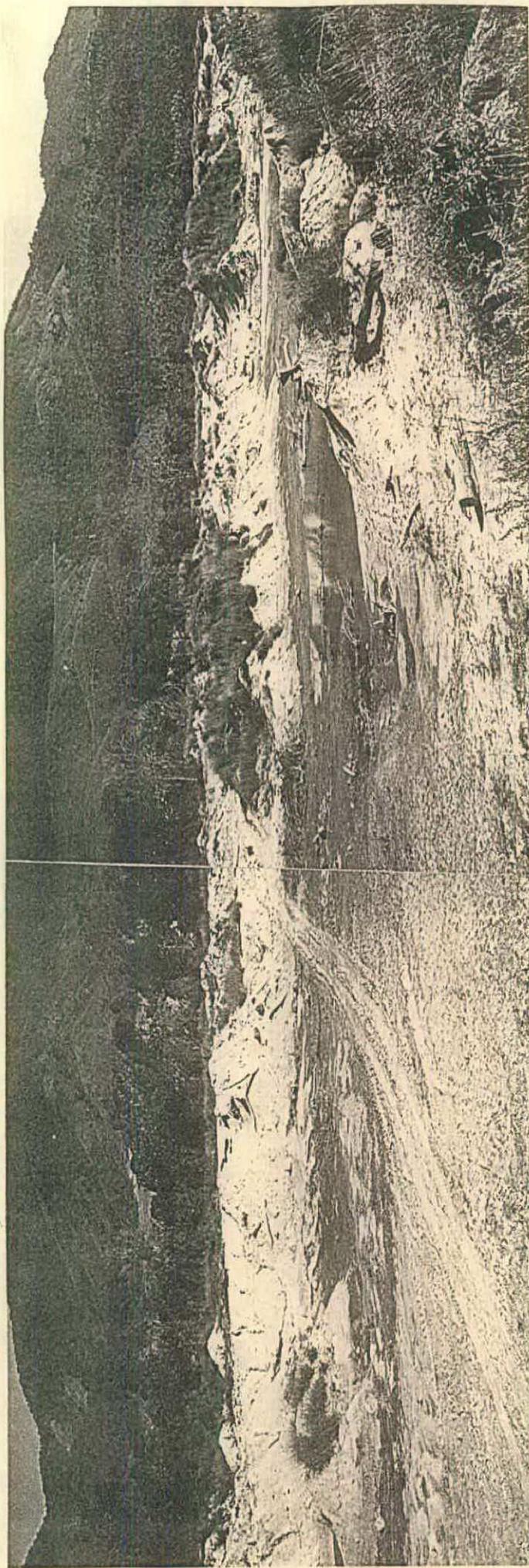


Fig. 10.31 - Na foto de cima, vista geral do leque aluvial L92, situado a oeste da Capela São Sebastião (Sentão do Campo). Os troncos observados foram arrastados e incorporados ao depósito durante desmoronamentos preterritos. Na foto de baixo, à esquerda, detalhe de um desses troncos. Em baixo, à direita, foto do Perfil F111 (v. fig. 10.30). Para localização, vide fig. 10.8.

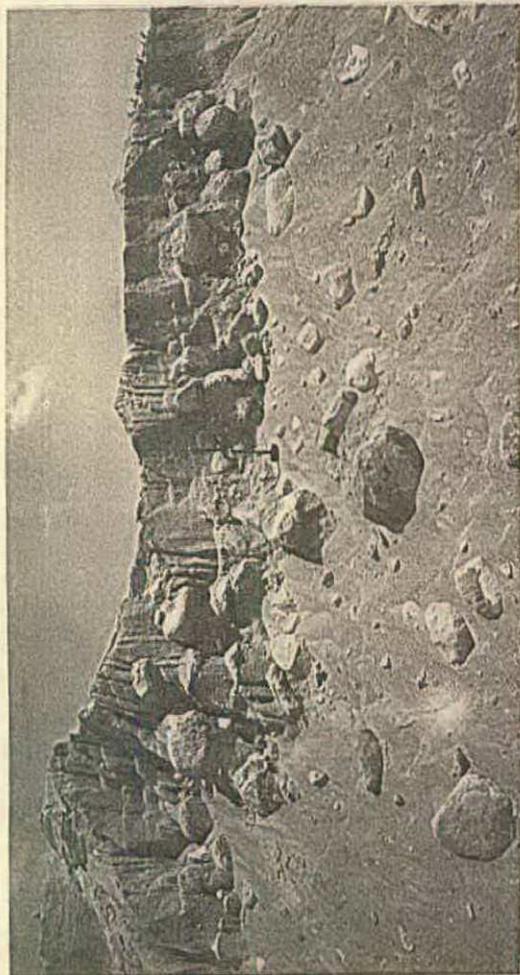


Fig. 10.32 - Fotos dos Perfis F16 (acima) e F110 (abaixo). U. fig. 10.30.

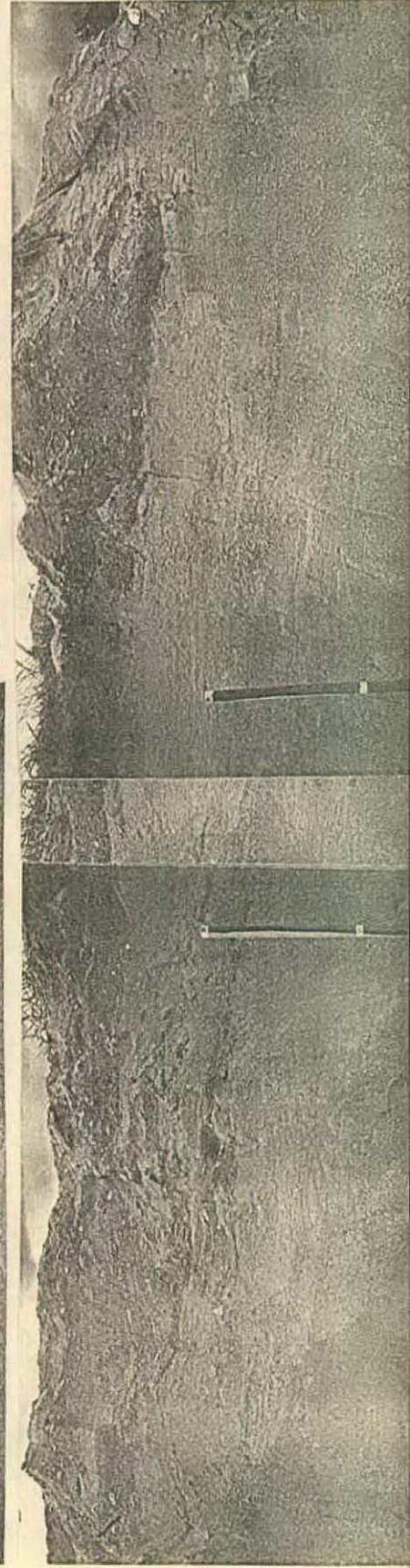
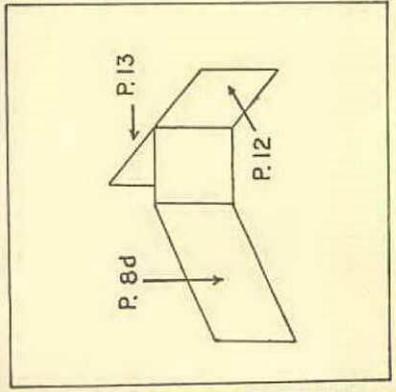


Fig. 10.33 - Fotos dos Perfis F18 (no alto), F112 (no meio, à direita) e F113 (abaixo).  
aspecto tridimensional formado pelas estruturas observadas nessas fotos, pode  
ser visto na ilustração abaixo, à direita. No meio, à direita, foto de detalhes de estru-  
ra do Perfil F18.



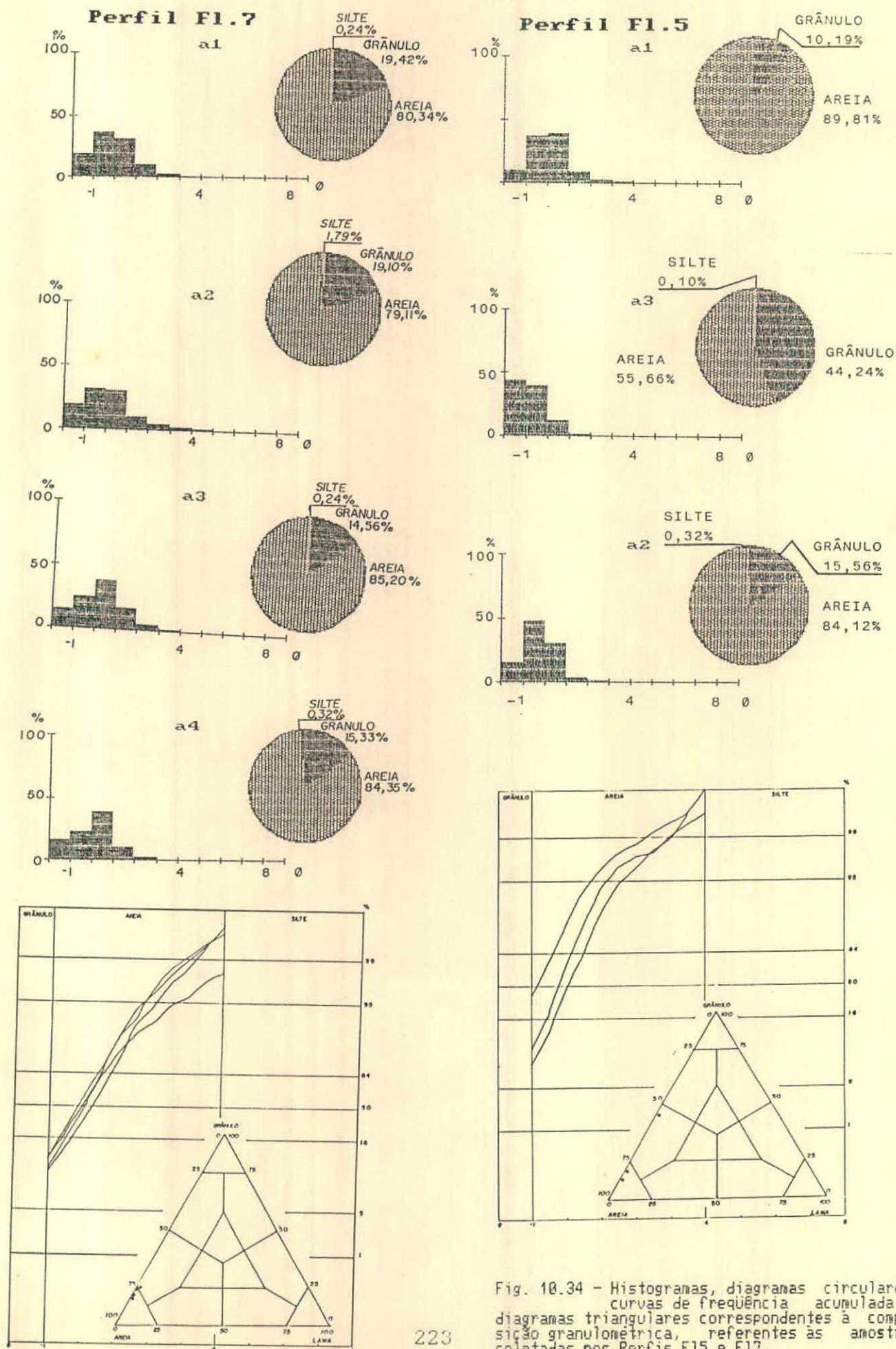


Fig. 10.34 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F15 e F17.

**Perfil F1.10**

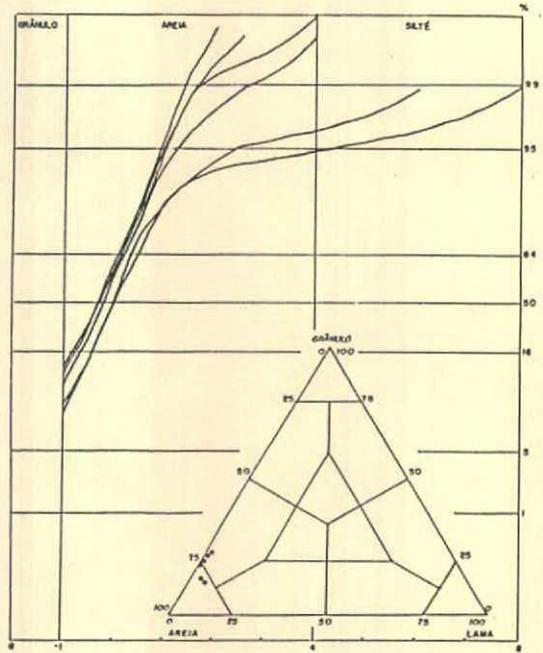
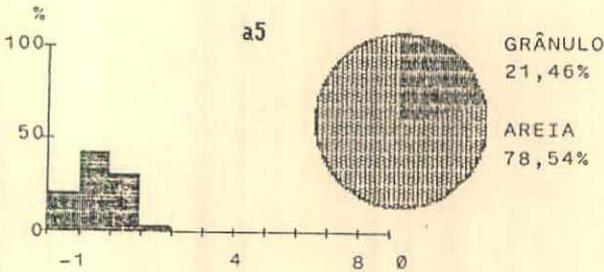
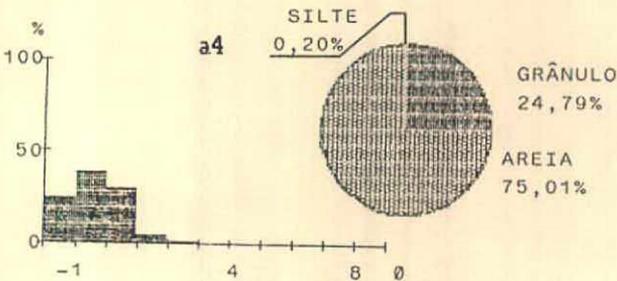
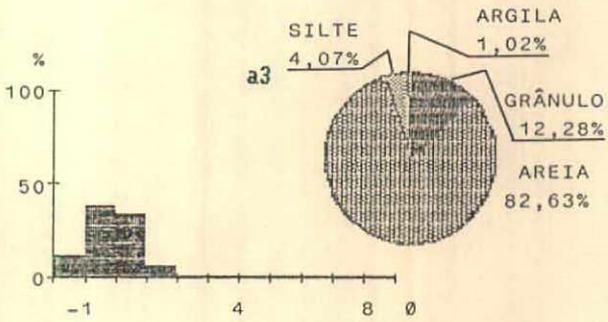
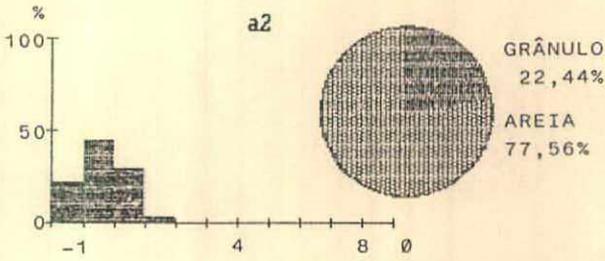
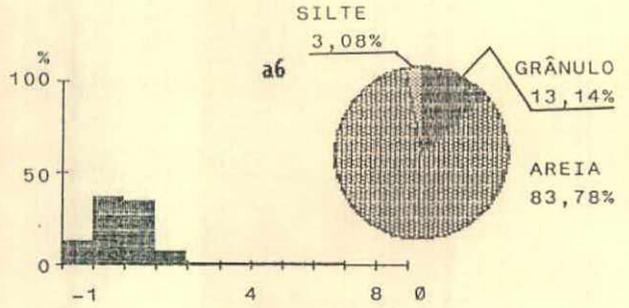
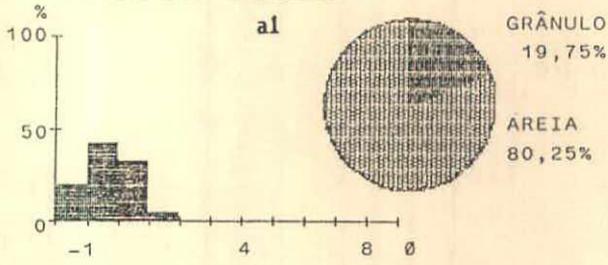
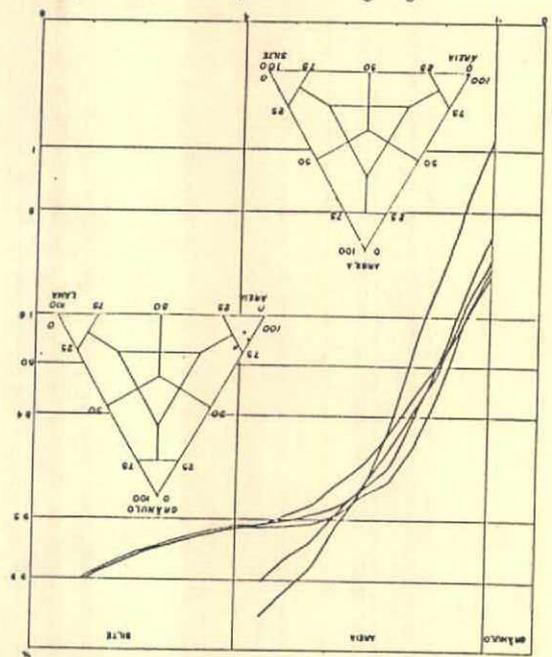
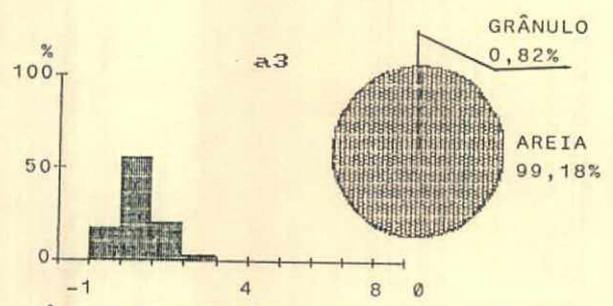
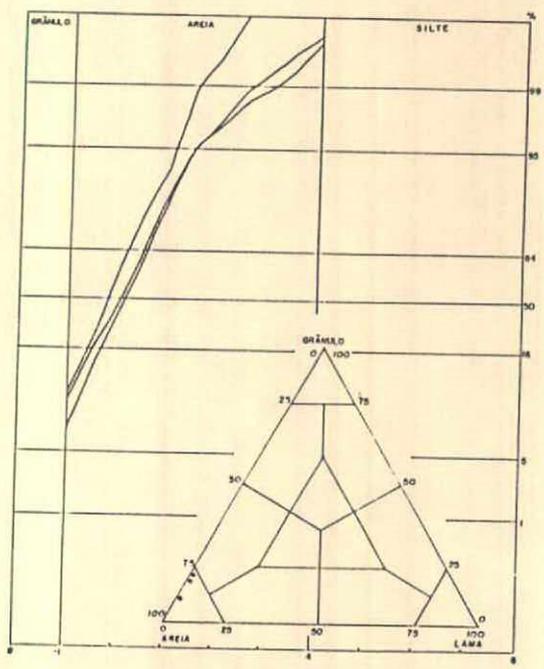
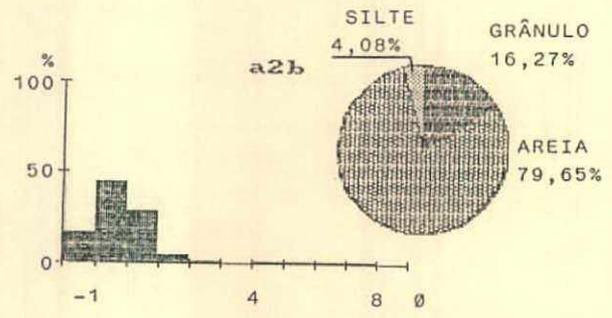
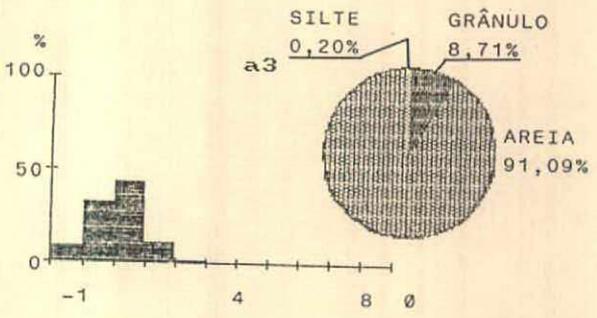
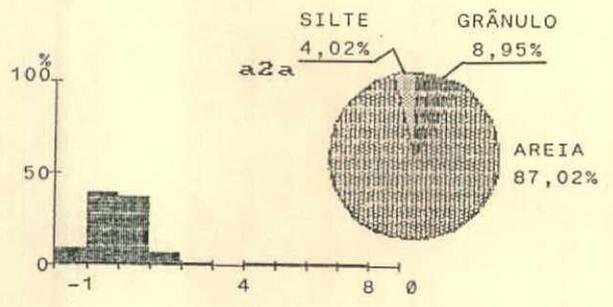
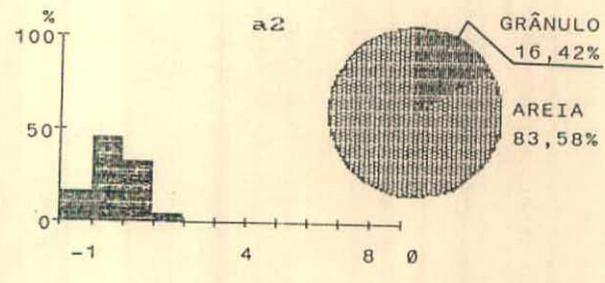
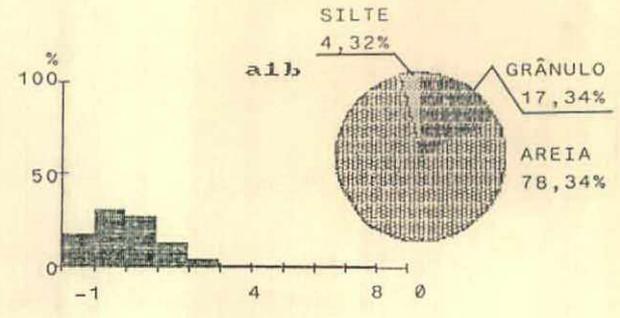
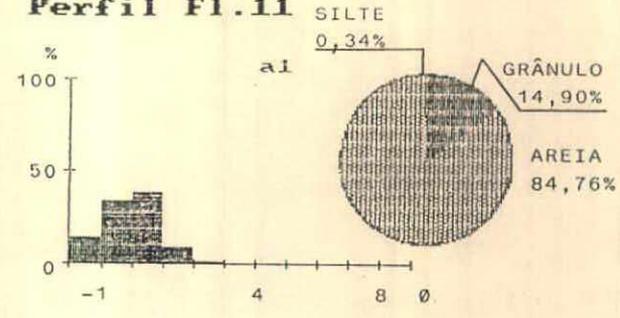


Fig. 10.35 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F110.

**Perfil Fl.11**



**Perfil Fl.12**

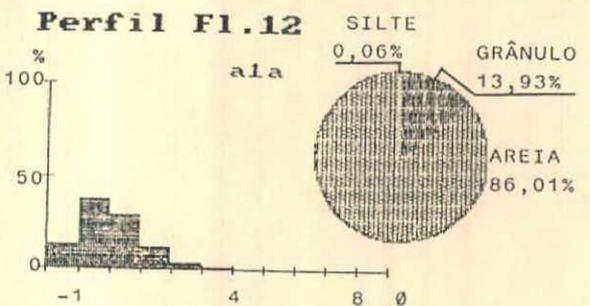


Fig. 10.36 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas ternários correspondentes a composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis Fl.11 e Fl.12.

**Perfil Fl.13**

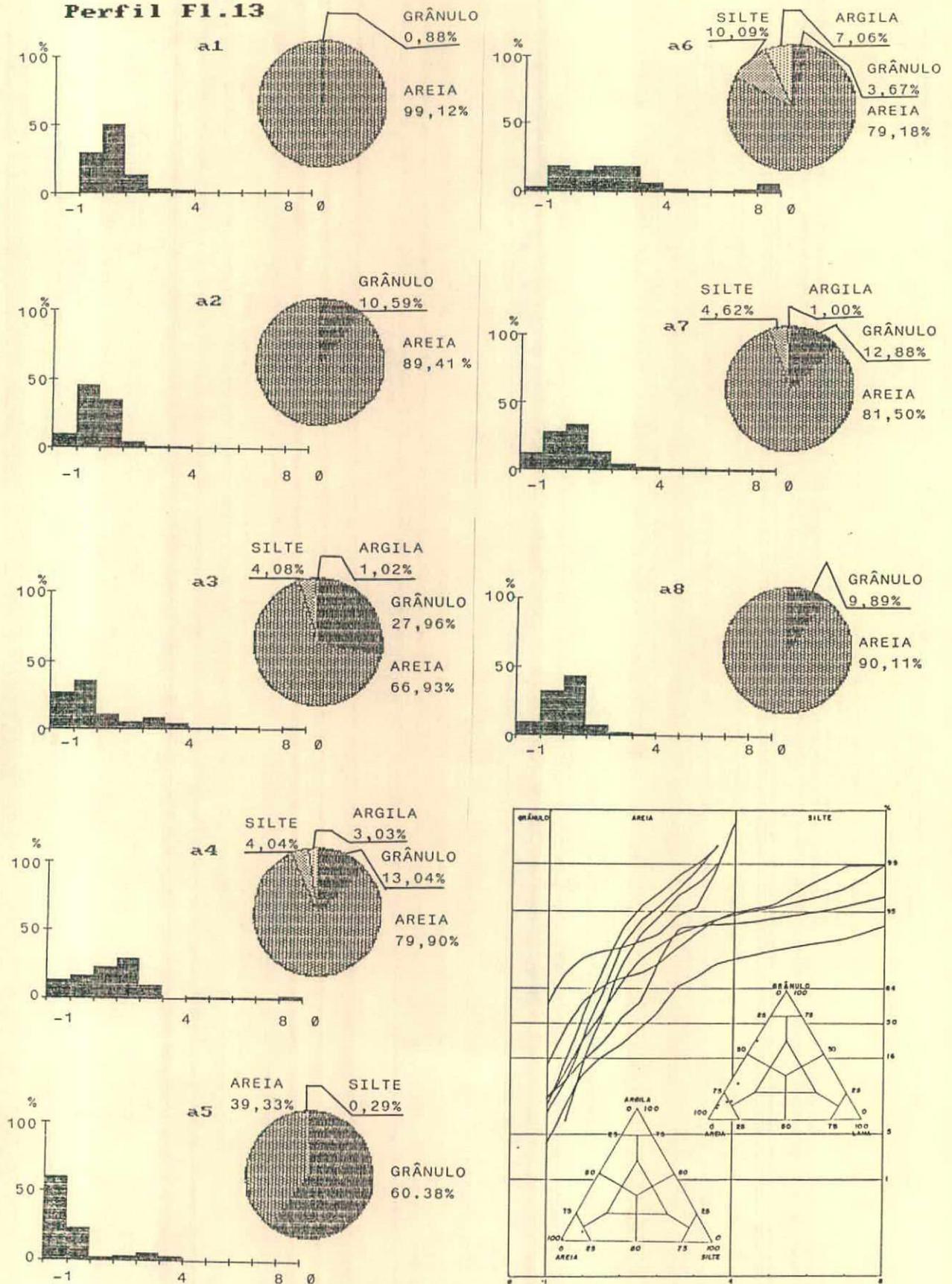


Fig. 10.37 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.13.

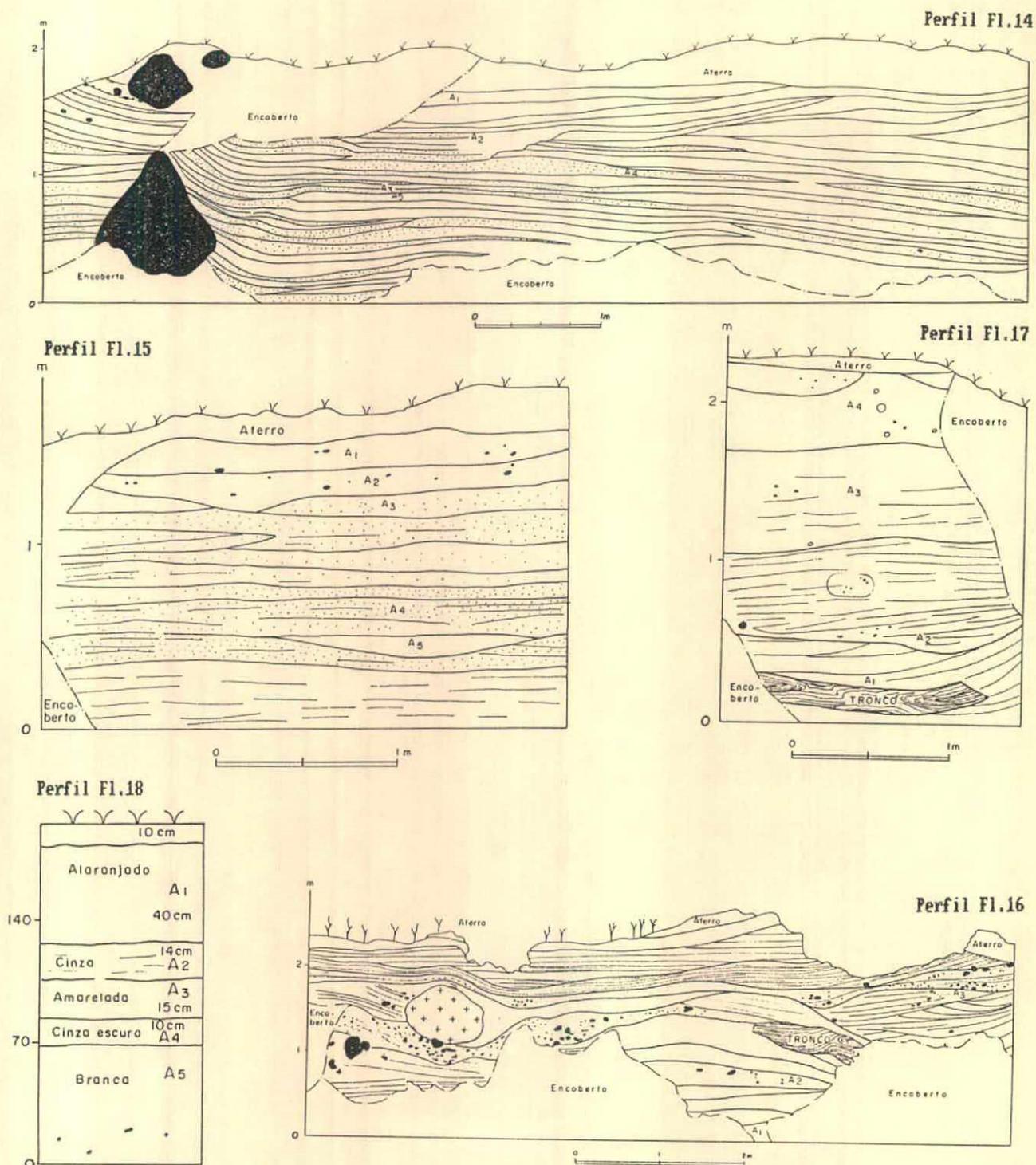


Fig. 10.38 - Estruturas primárias e localização das amostras de sedimentos coletadas nos Perfis Fl.14, Fl.15, Fl.16, Fl.17 e Fl.18, bem como o local de ocorrência de troncos de árvores encontrados dentro dos depósitos arenosos. Nos Perfis Fl.14 e Fl.16 encontram-se localizados pedaços de rochas graníticas. Predomina a estratificação paralela seguida de estratos cruzados. Os Perfis Fl.14 a 17 foram levantados no leque aluvial LA3, situado a oeste da Capela São Sebastião (Sertão do Campo). O Perfil Fl.18 localiza-se na margem esquerda do Rio da Madre, sob a antiga ponte da rodovia estadual. Apresenta estratificação plano-paralela incipiente, em areia fina a muito fina. Para localização dos perfis, vide Fig. 10.8.

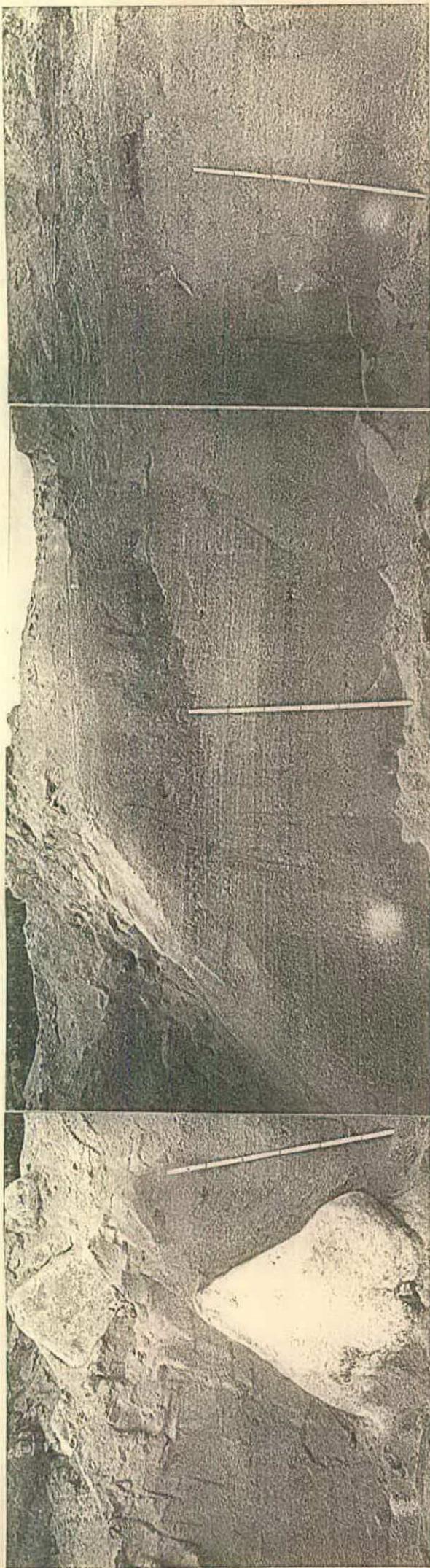


Fig. 10.39 - Estruturas primárias dos Perfls F114 e F116 nos depósitos arenáceos do leque aluvial L02, a oeste da Capela São Sebastião (Sertão do Campo). Nos depósitos encontram-se volumosos matagões de rochas graníticas e restos de troncos de árvores.

**Perfil F1.14**

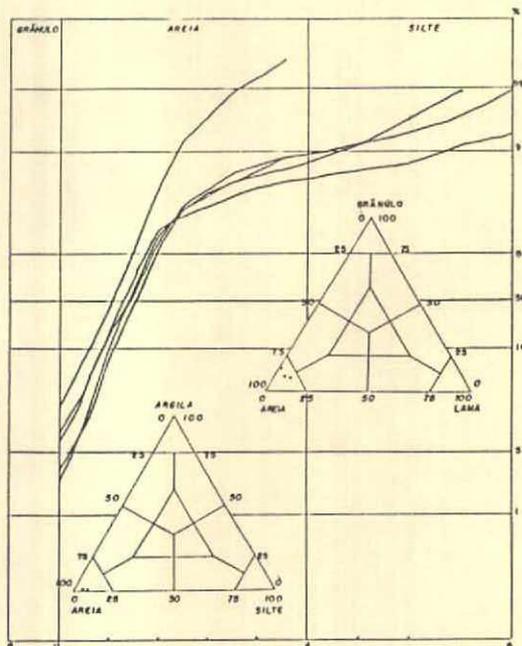
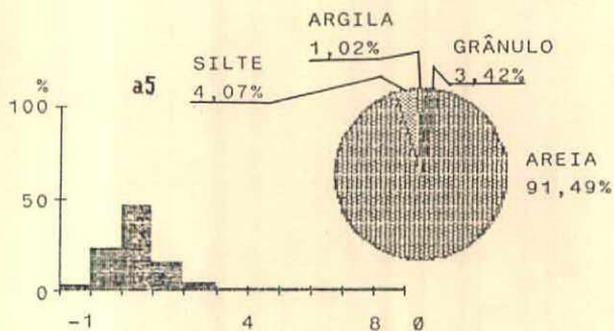
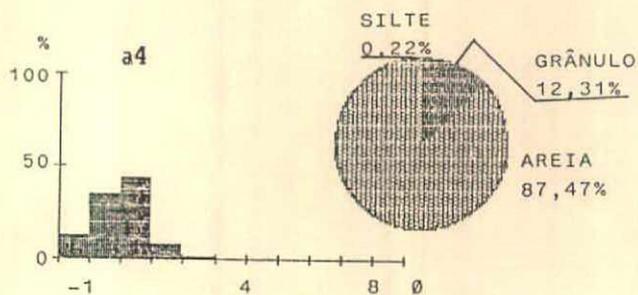
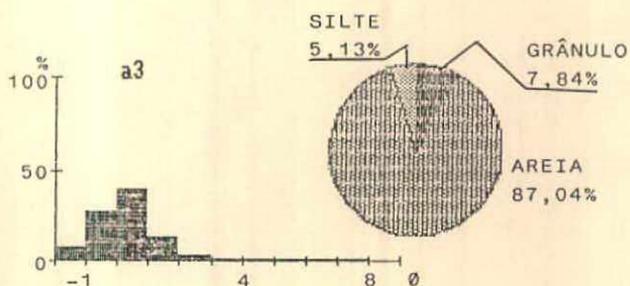
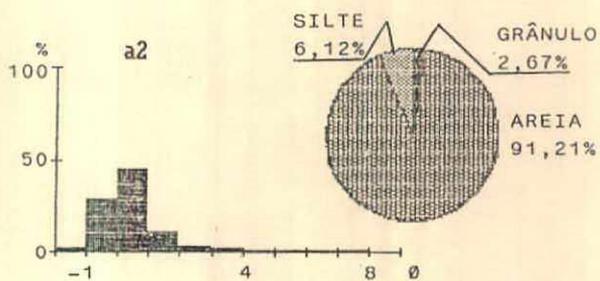
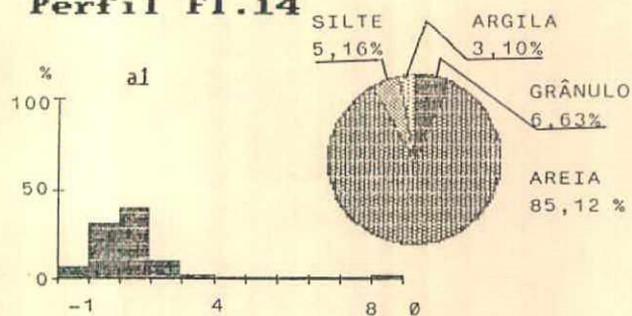


Fig. 10.40 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F114.

**Perfil Fl.15**

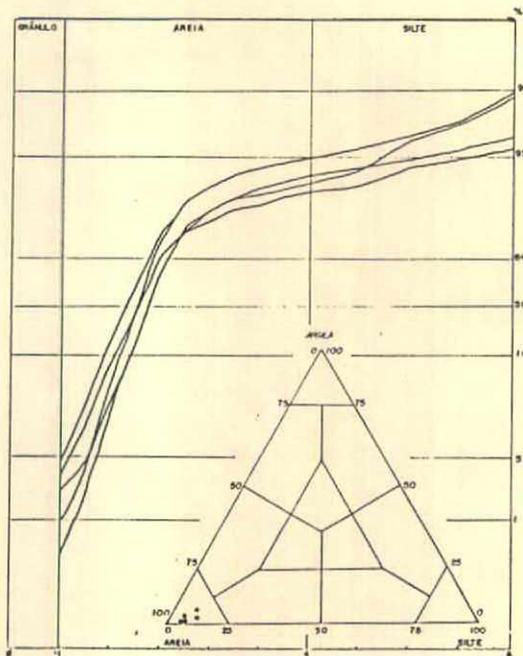
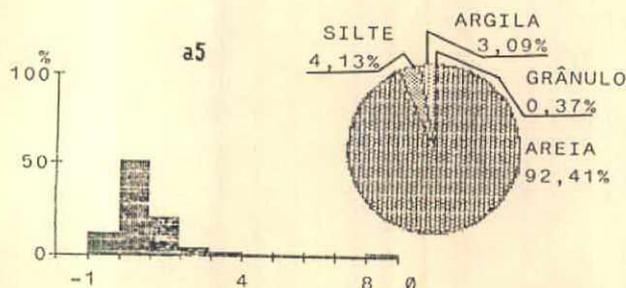
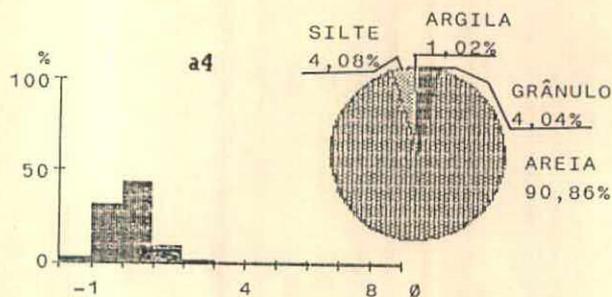
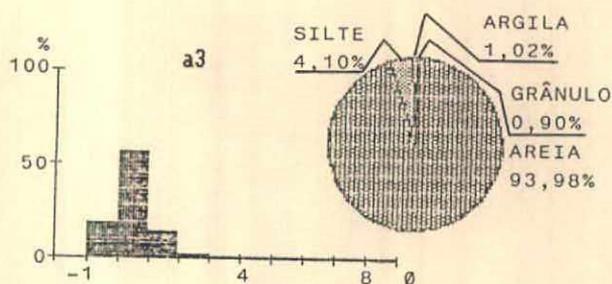
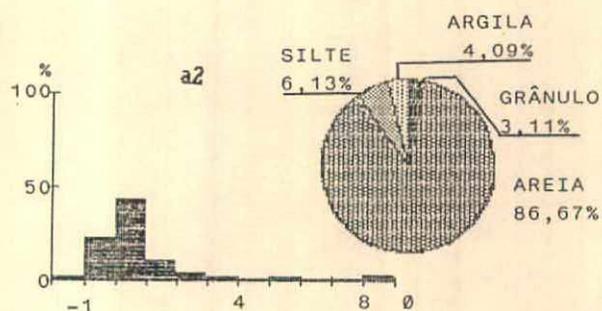
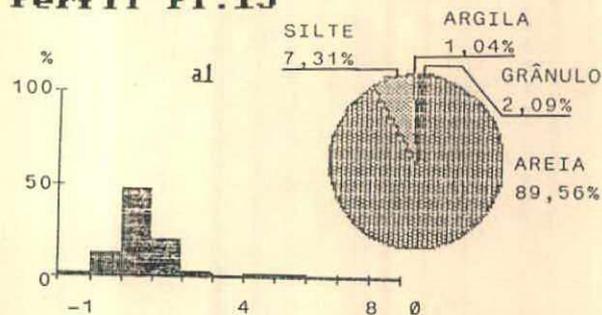
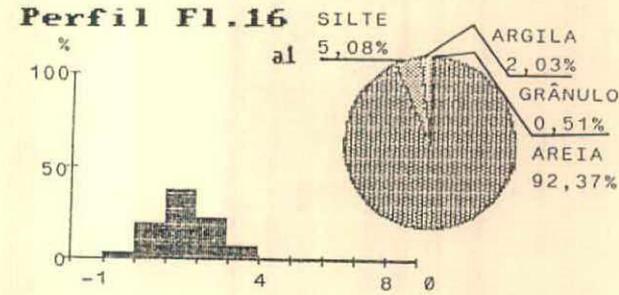


Fig. 10.41 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.15.

**Perfil F1.16**



**Perfil F1.17**

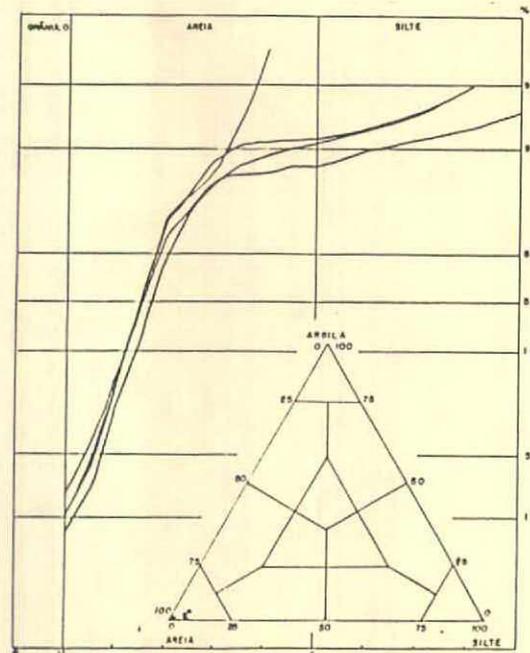
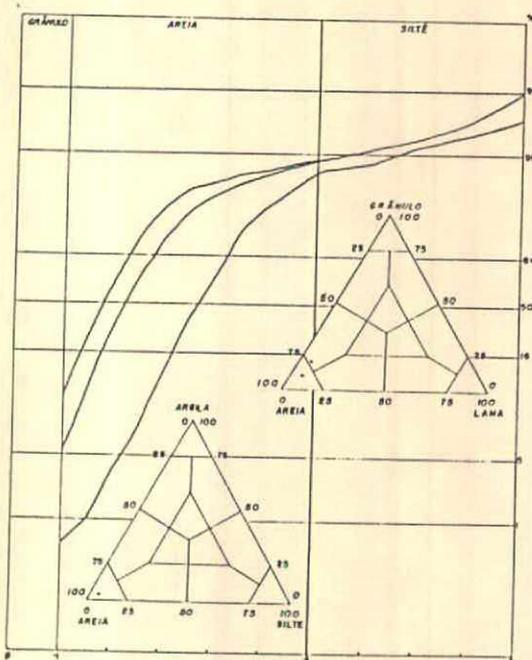
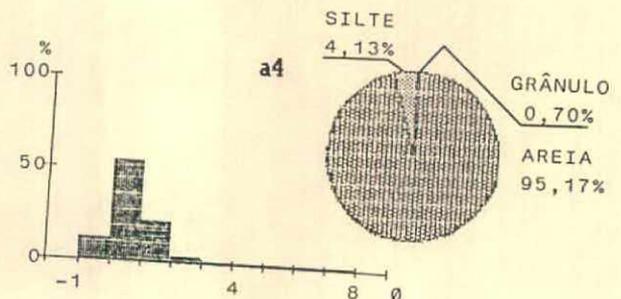
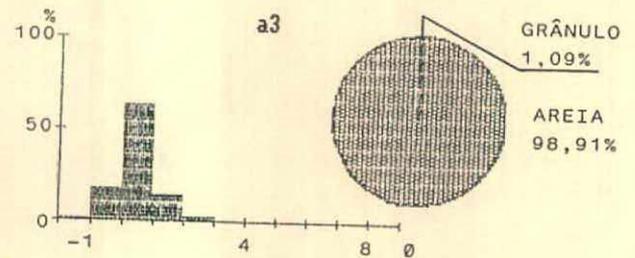
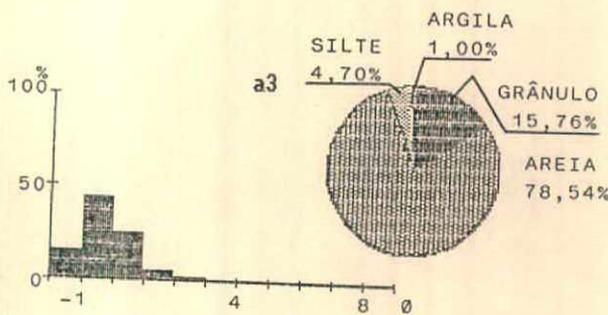
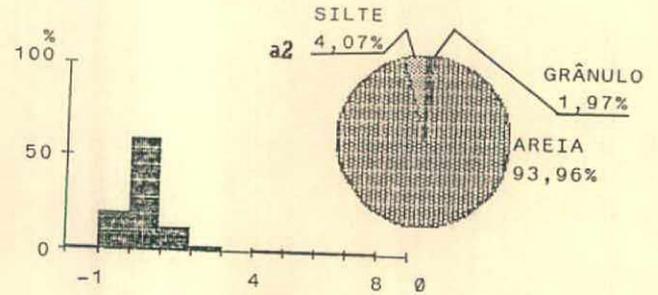
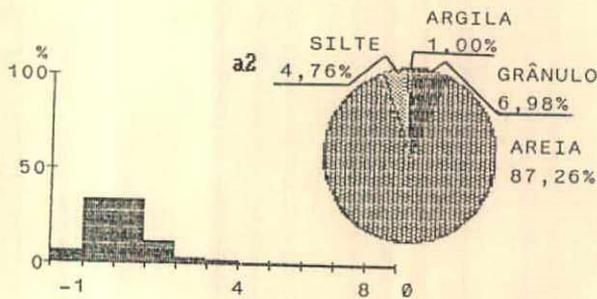
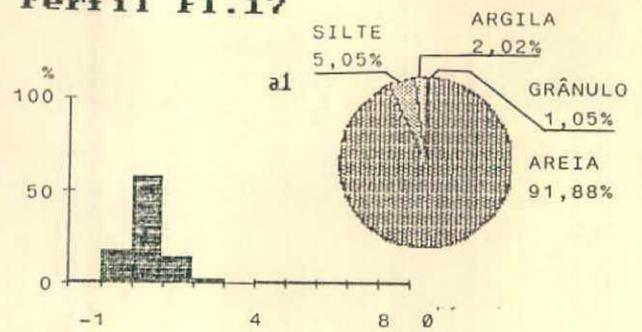


Fig. 10.42 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F116 e F117.

**Perfil F1.18**

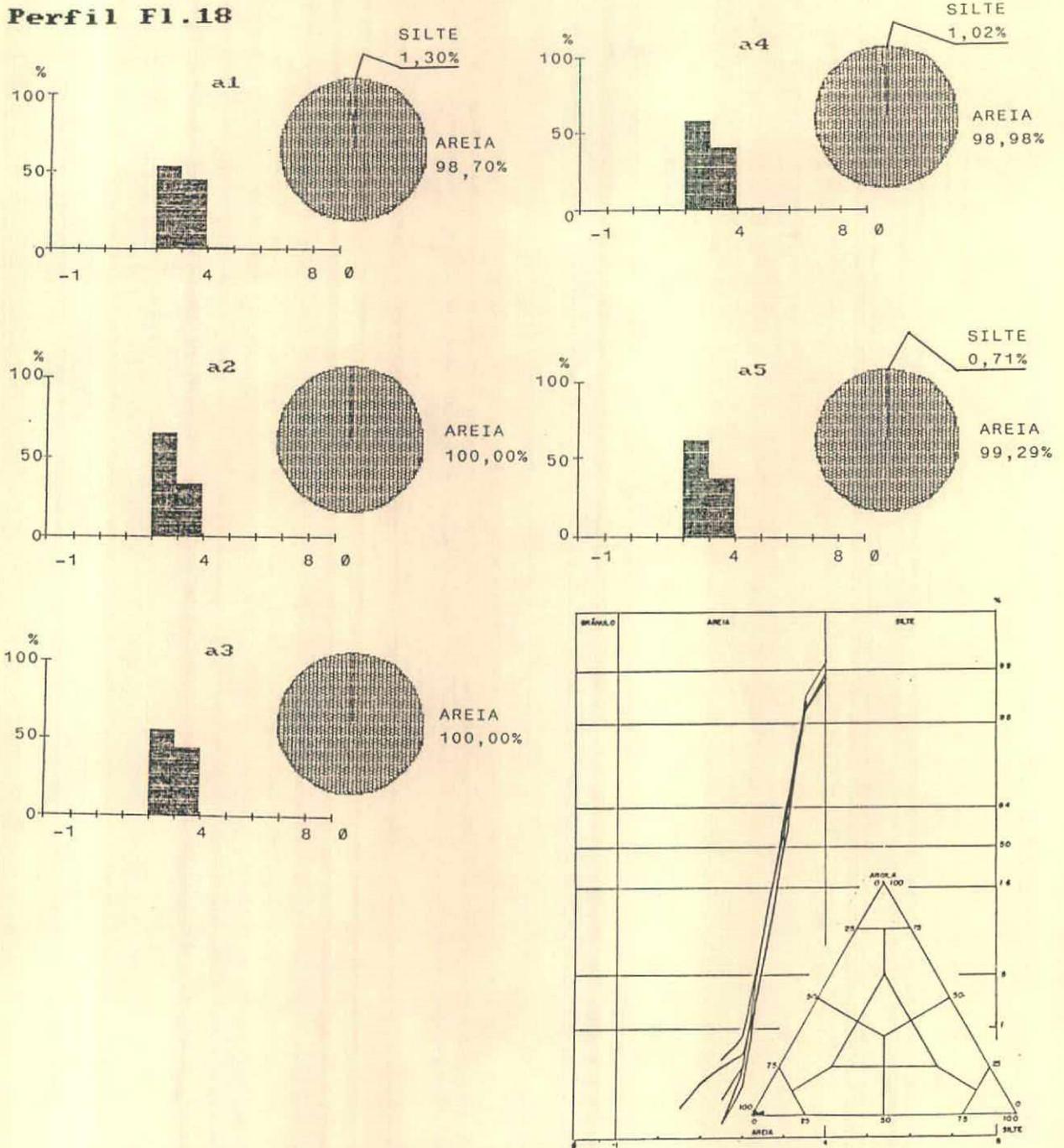
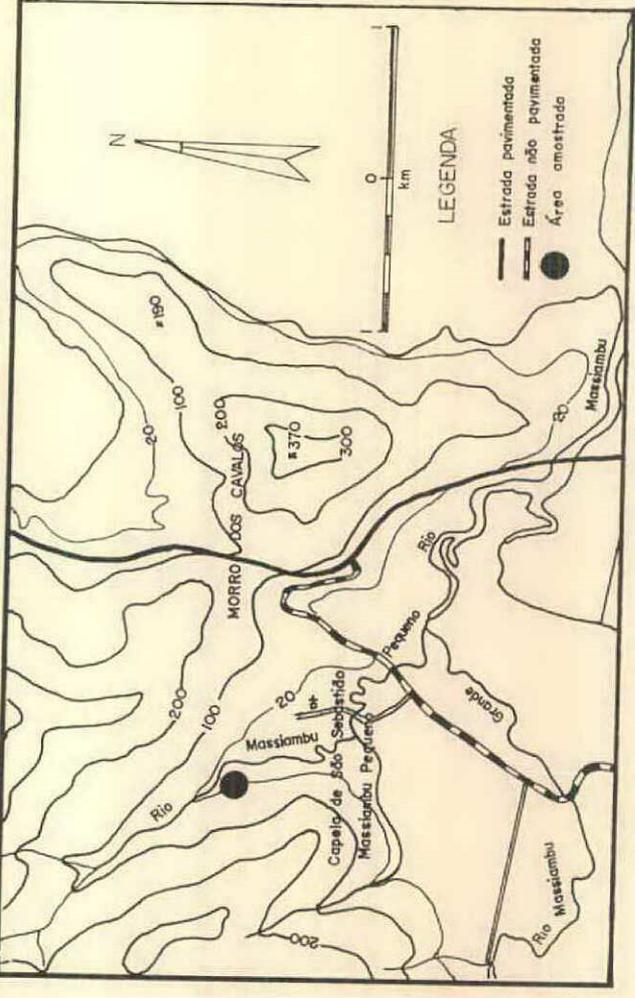


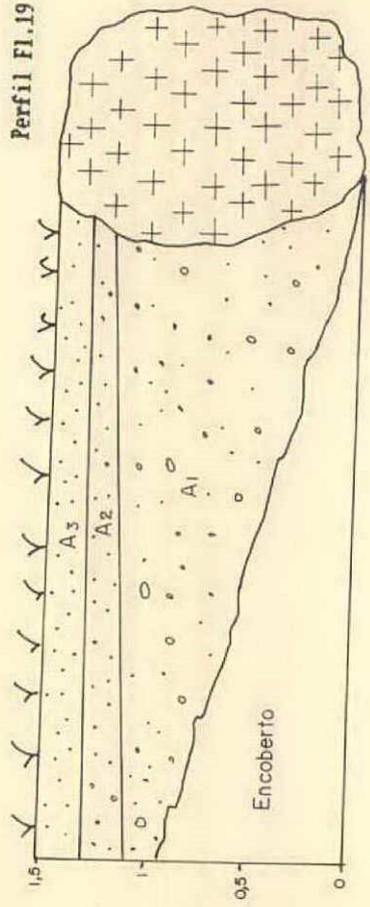
Fig. 10.43 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfil F118.

48°40'



27°50'

Perfil Fl.19



Perfil Fl.20

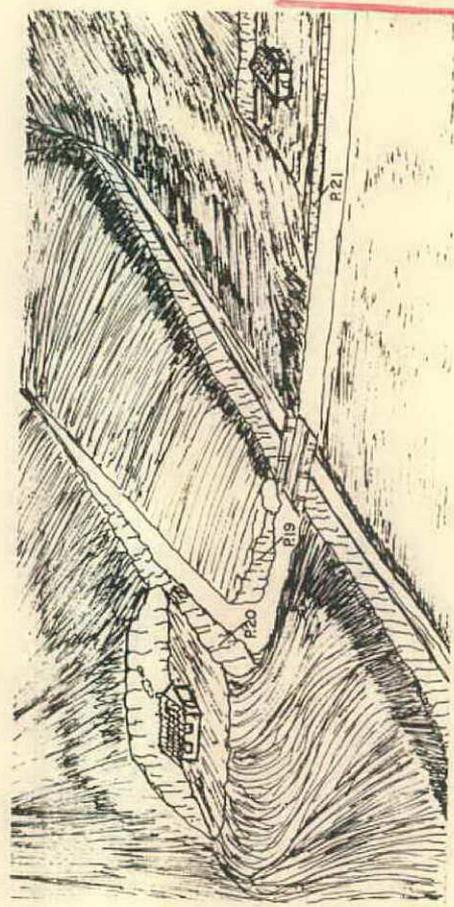
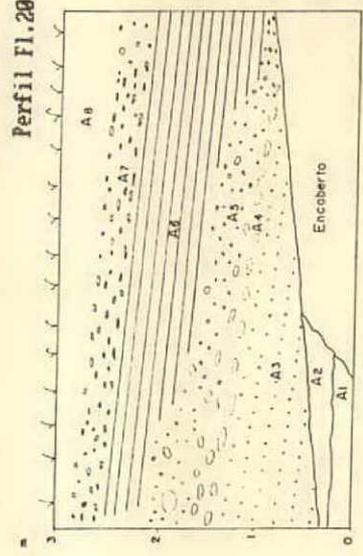
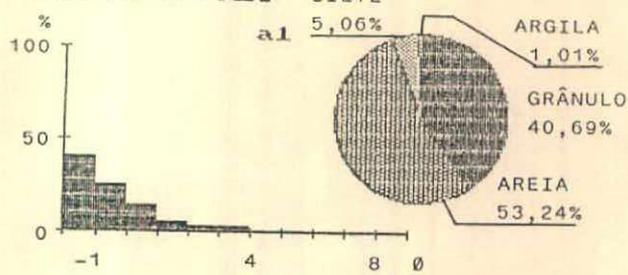


Fig. 10.40 - Localização dos perfis estudados nos depósitos do leque aluvial (L41), a sudoeste da Capela de São Sebastião (Massambú Pequeno). À esquerda, desfiladeiro escarpado dos perfis Fl.19 e Fl.20, com a localização das amostras de sedimentos.

**Perfil F1.19**



**Perfil F1.21**

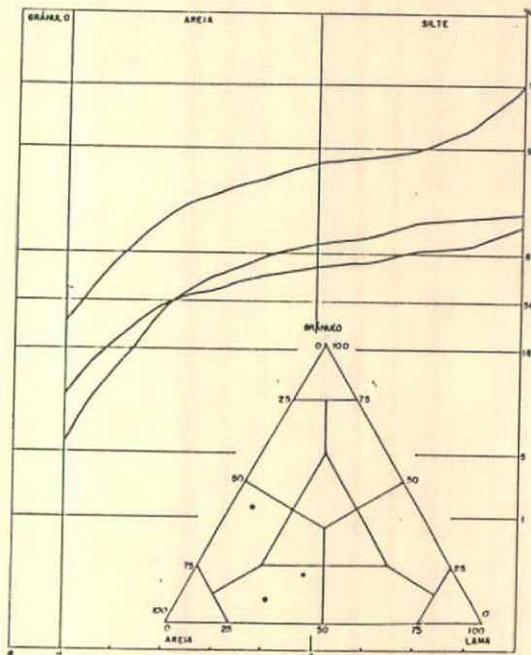
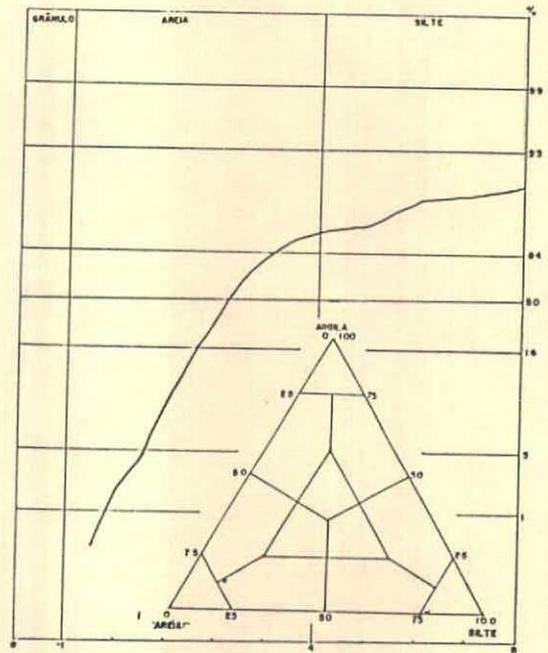
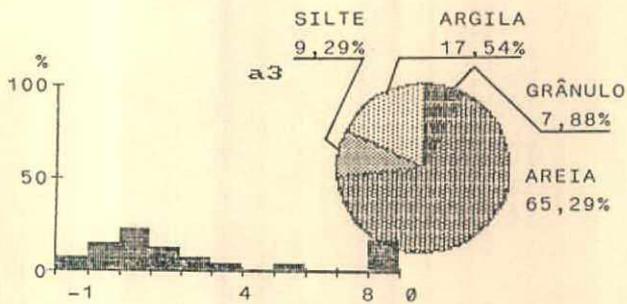
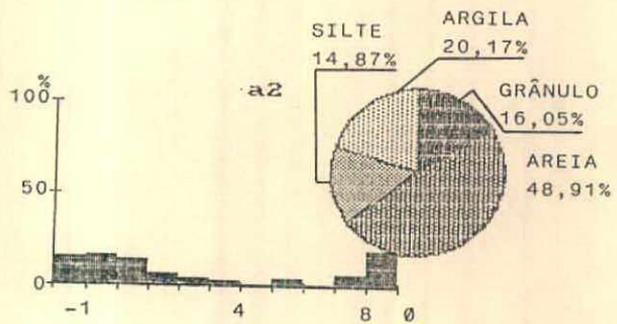
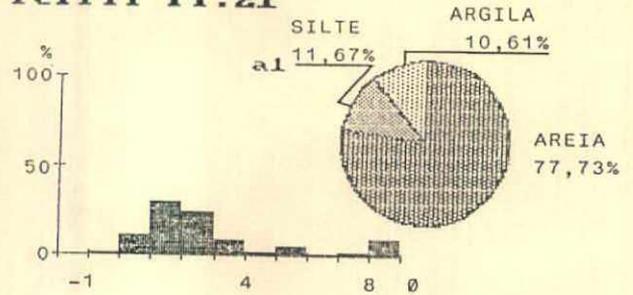


Fig. 10.45 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F119 e F121.

**Perfil Fl.20**

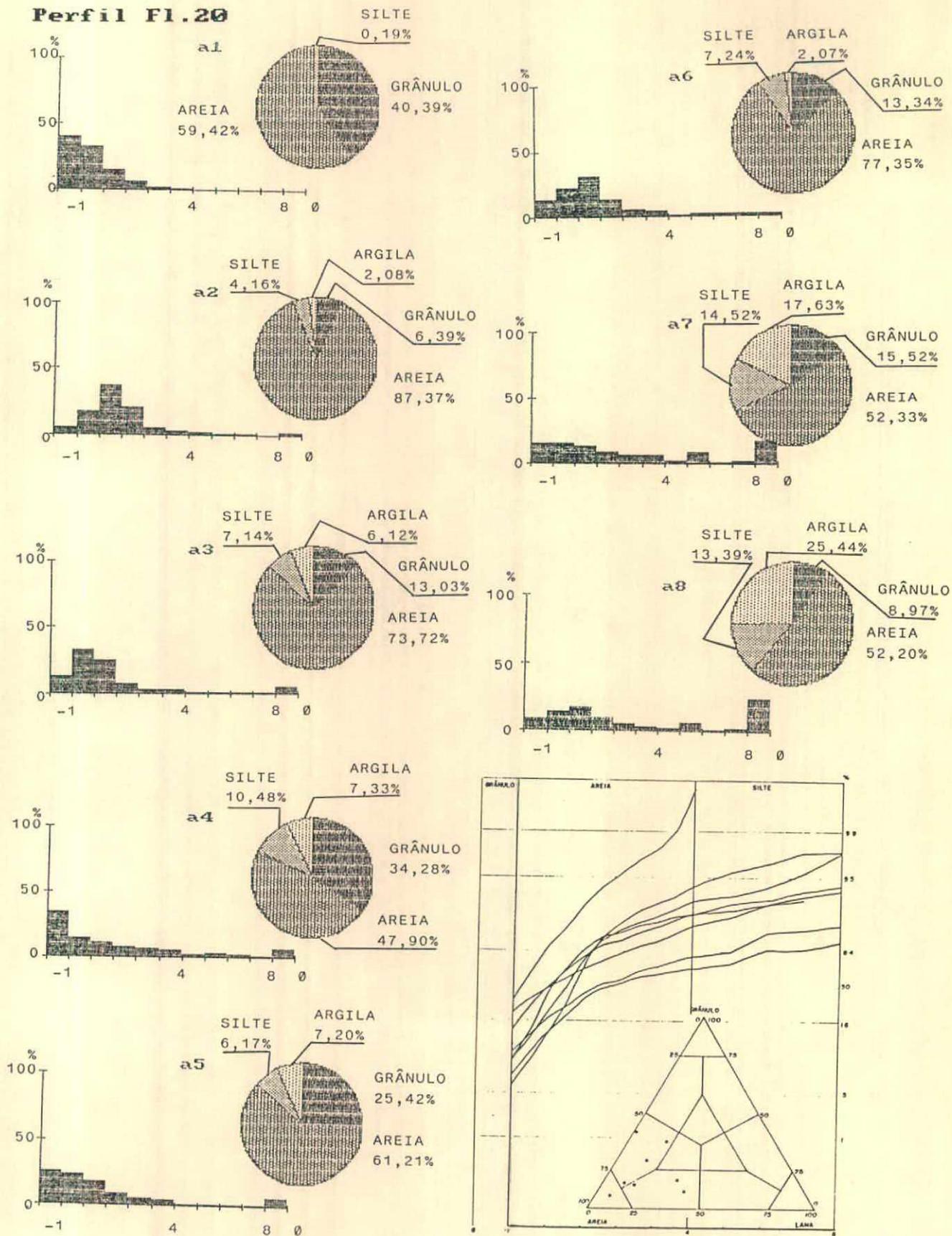


Fig. 10.46 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.20.

Perfil Rp.1

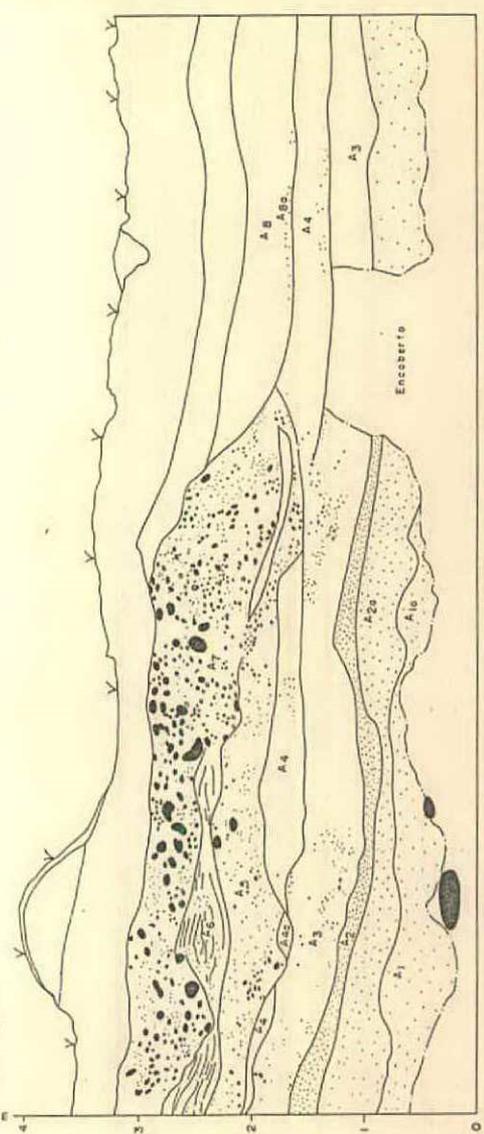
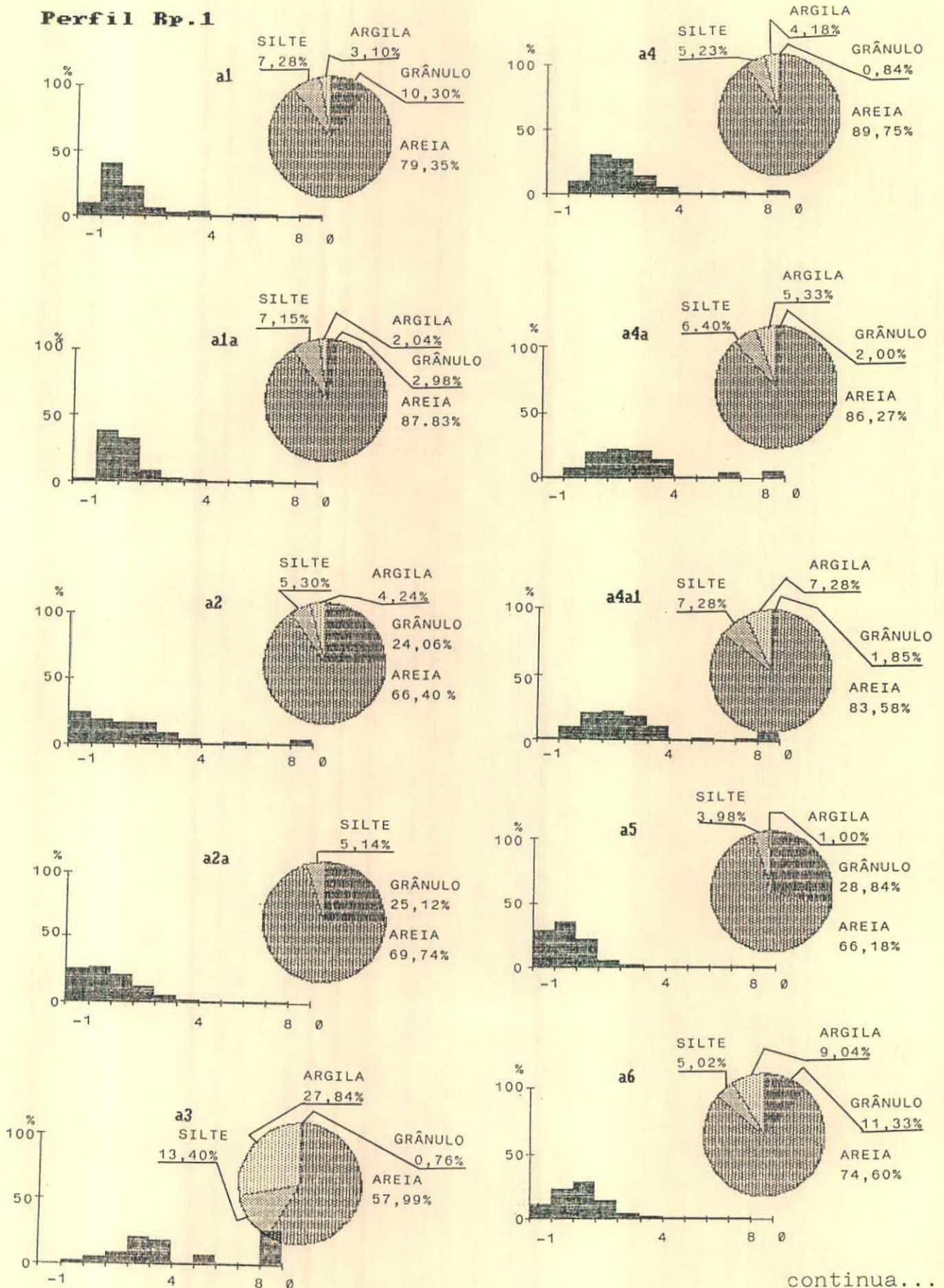


Fig. 10-47 - Foto e desenho do Perfil Rp1, mostrando a estrutura de uma rampa colúvio-aluvionar, recoberto sedimentos de granulometria variada.



**Perfil Rp.1**



continua...

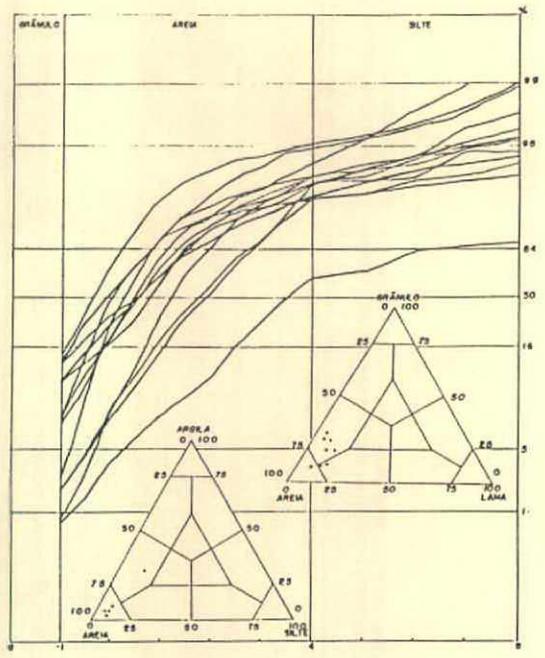
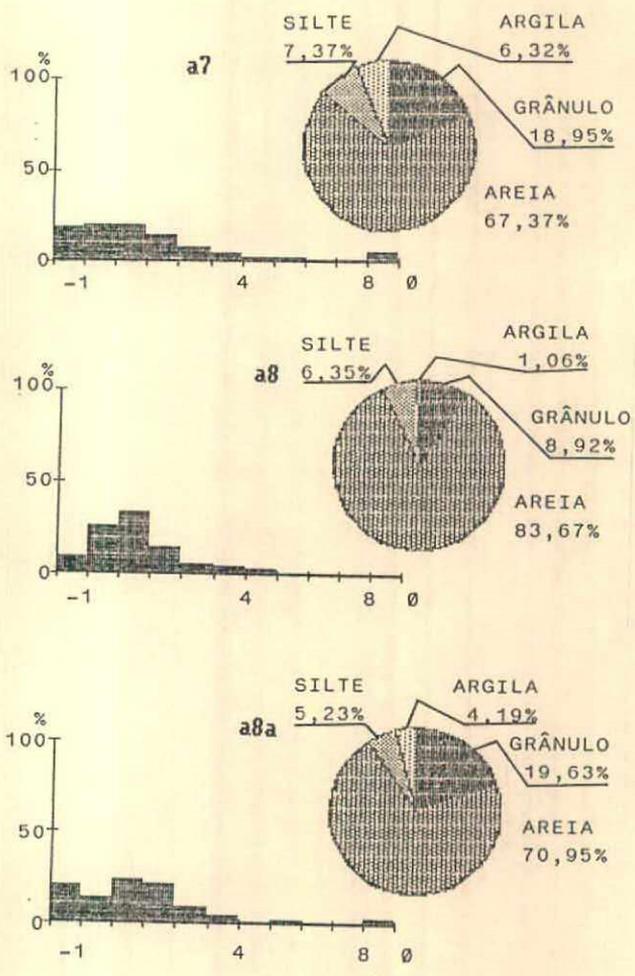


Fig. 10-48 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Rp1.

Perfil No. 2

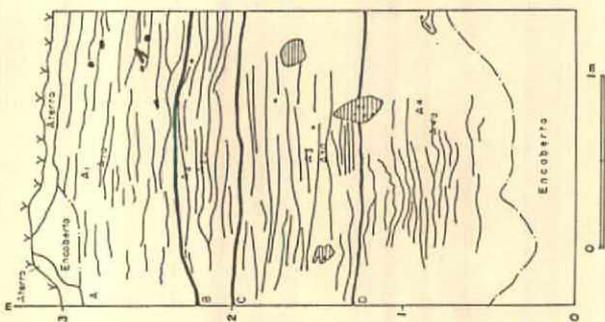


Fig. 10.49 - Estruturas da rampa de dissipação das ondas de captação Dn2, no sopo da parte NI do Morro da Pinheira ou da Guarda do Embau. O desenho da esquerda representa o perfil estudado; o do meio e o da direita mostram detalhes, respectivamente, das faixas B e D. As lamelas apresentam enriquecimento de argila. No interior da massa arenosa dissipada encontram-se bolotas de material coluvial, bem como, ocasionalmente, alguns seixos de quartzo. Abaixo, foto com detalhe das estruturas de dissipação, referentes à faixa D.

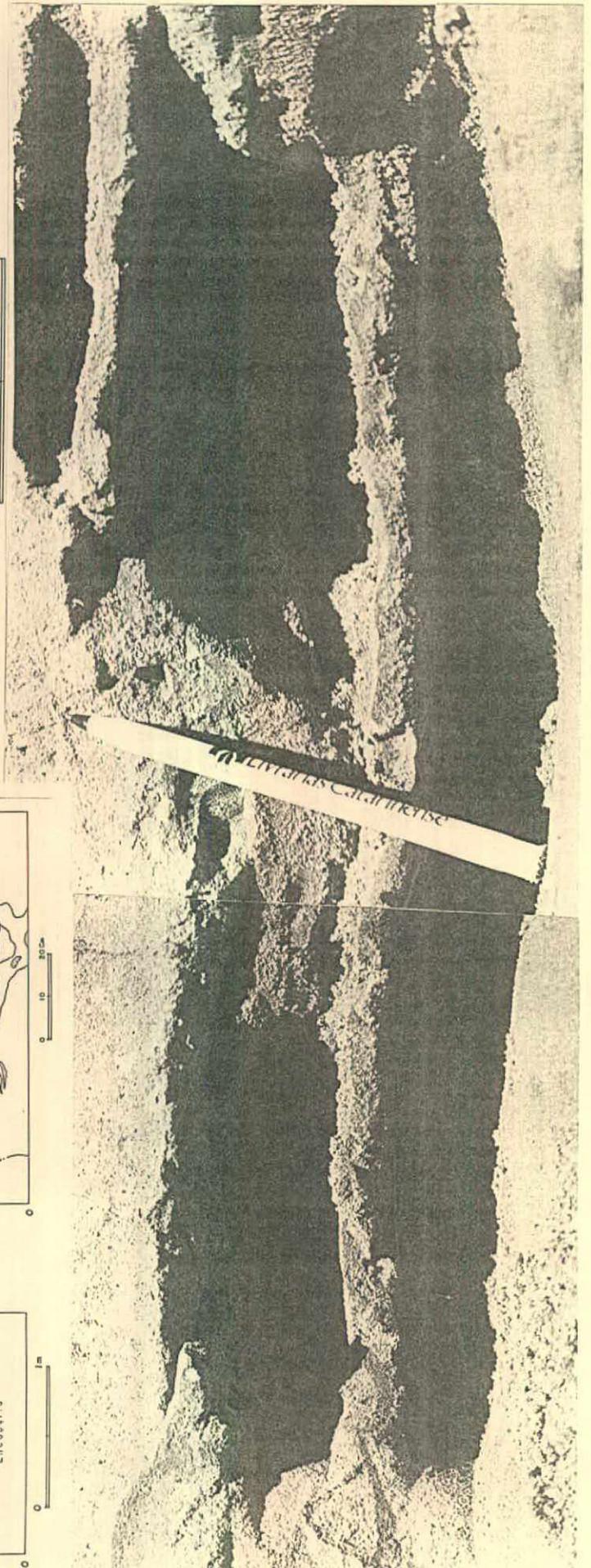
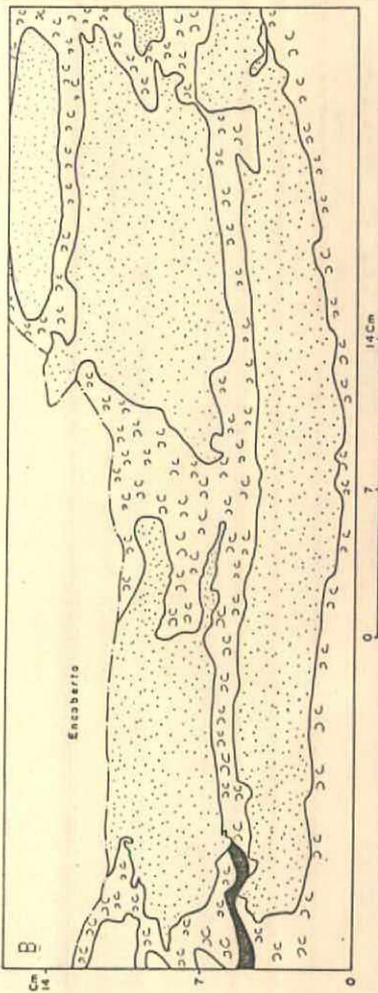
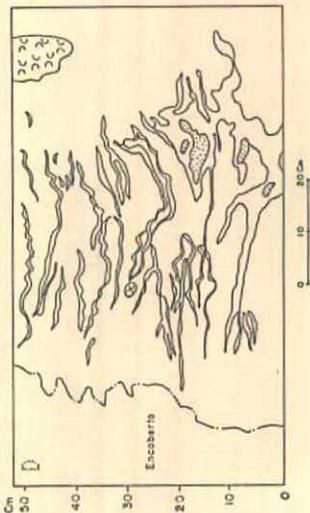
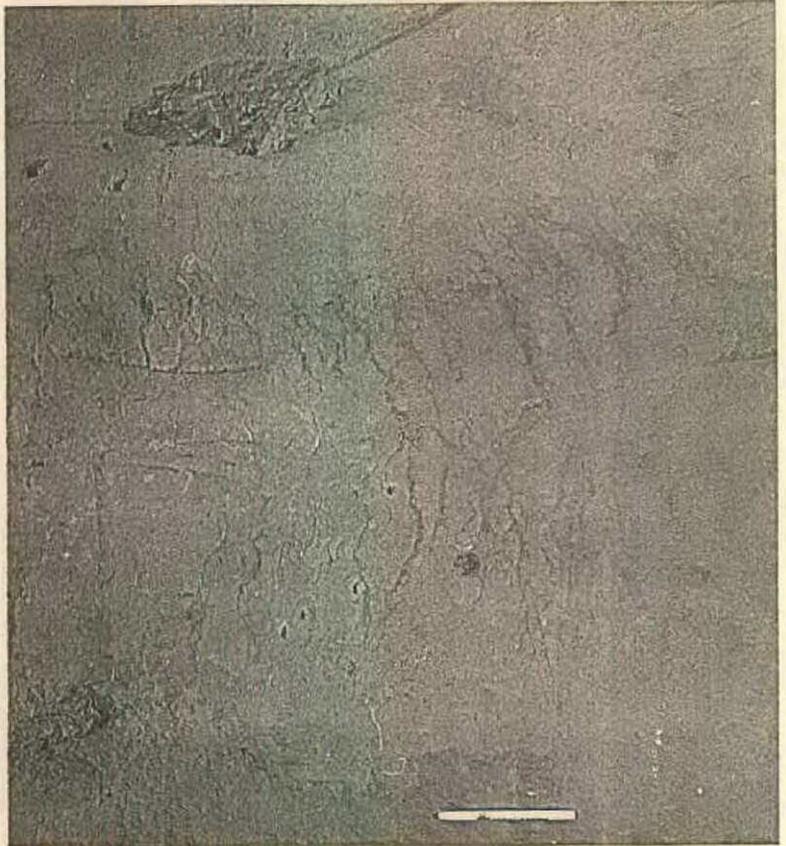


Fig. 10.50 - Fotos do Perfil Dn2, mostrando estrutura de dissipação de dunas, no sítio do Ilhó da Pinheira ou da Guarda do Embau. Pelo processo de dissipação, as estruturas primárias das dunas foram destruídas, bem como a morfologia das areias eólicas modificada na forma de rampas, que posteriormente foram dissecadas.



**Perfil Dn.2**

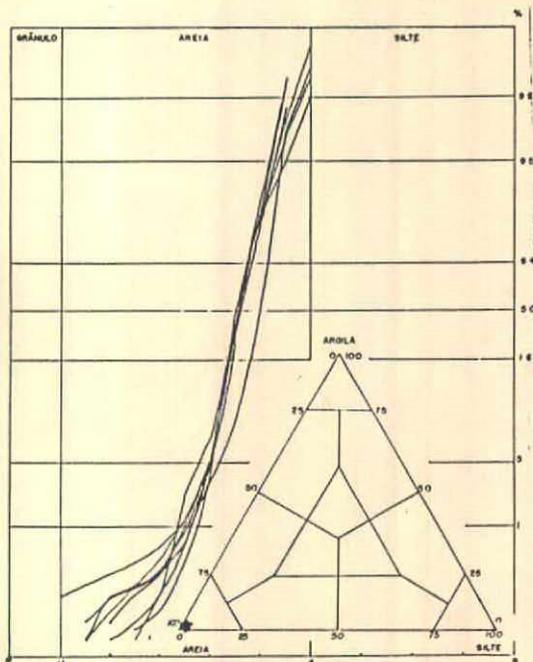
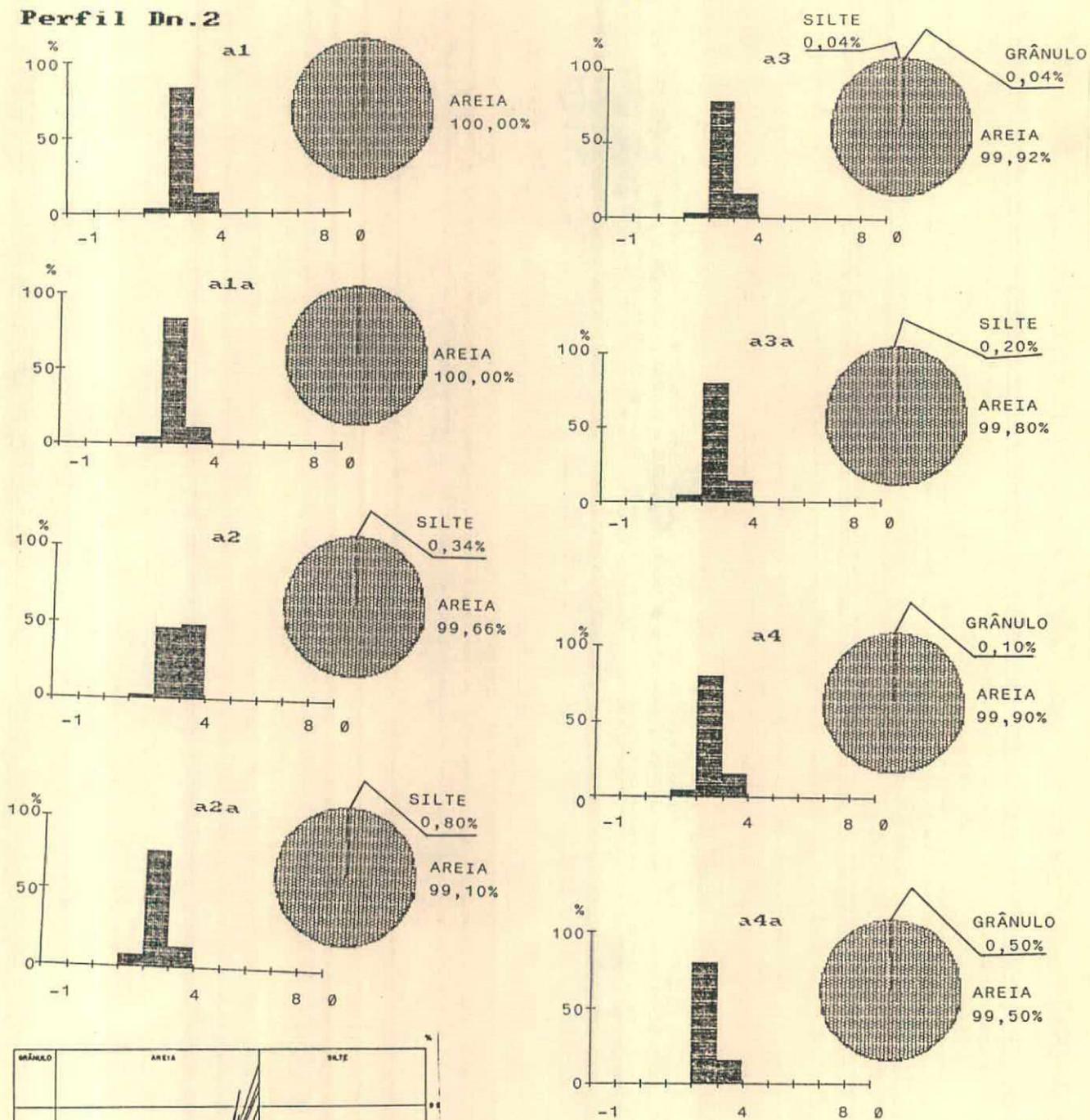


Fig. 10.51 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Dn2.

Perfil Dn.3

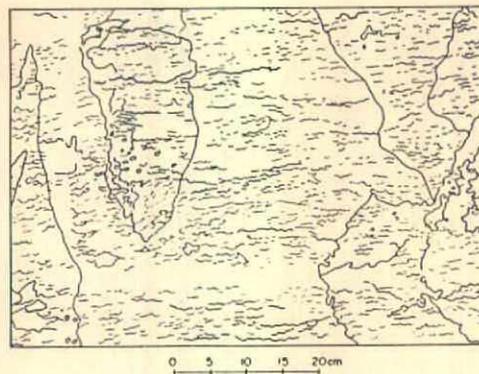
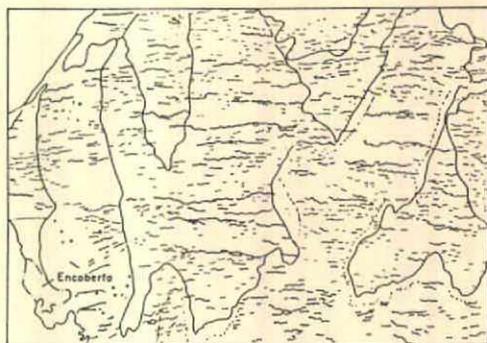
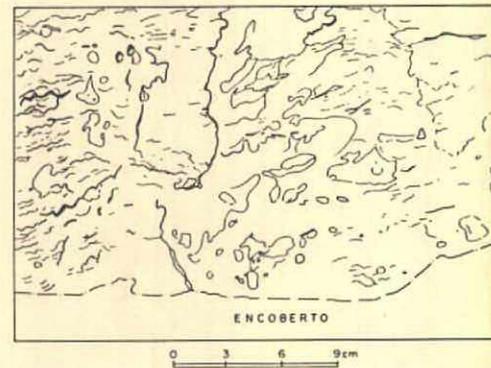
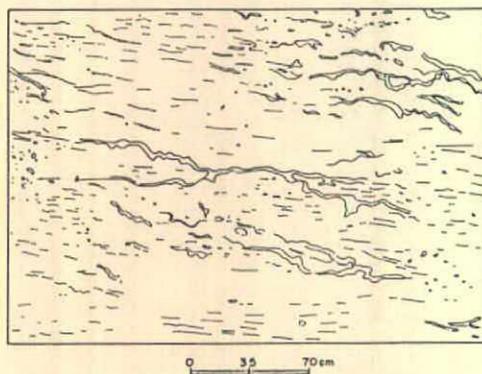
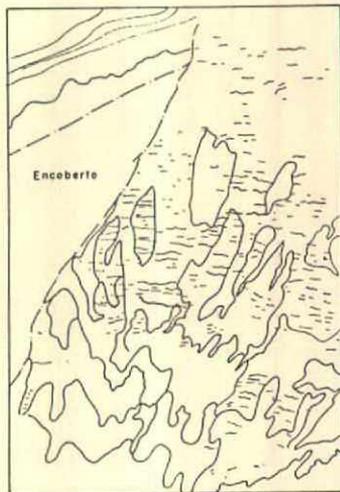
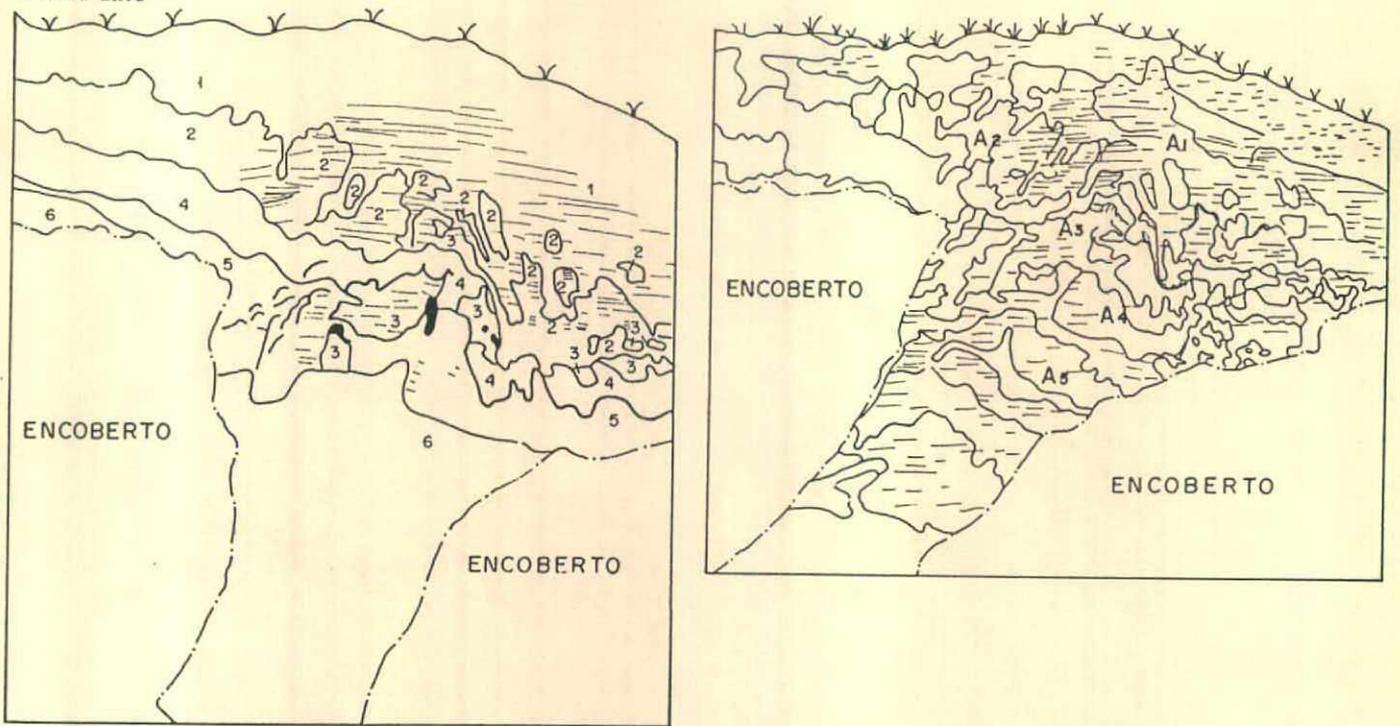


Fig. 10.52 - Perfil Dn3, localizado a 450 m da Capela de São José, Albandão. No topo da página, perfis com camada de areias eólicas dissipadas. No perfil da esquerda as camadas foram identificadas por semelhança cromática, através de números. No perfil à direita, localização das anostas. Os desenhos seguintes mostram detalhes das estruturas primárias.

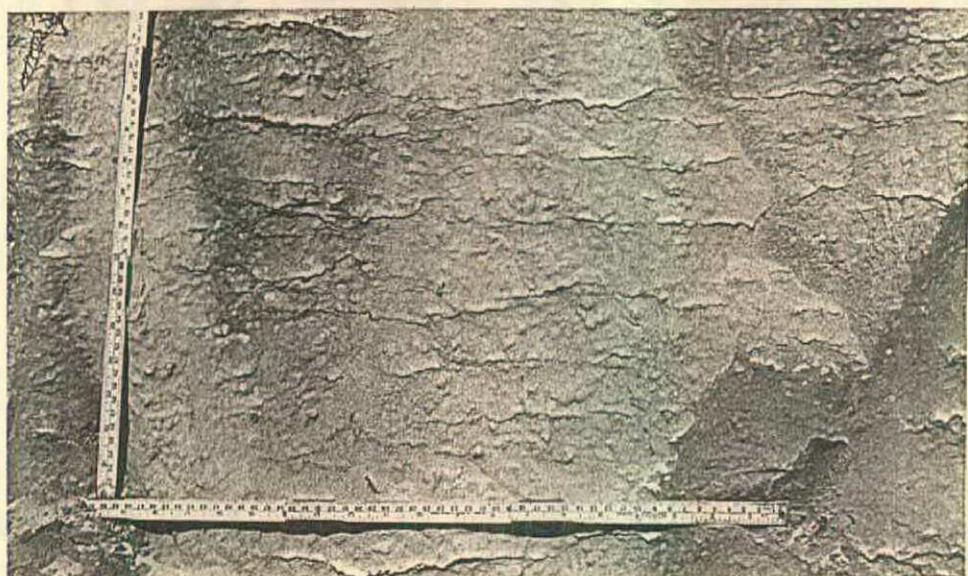


Fig. 10.53 - Fotos do Perfil Dn3 (v. fig. 10.47 ), mostrando a duna dissipada e estruturas de dissipação, a cerca de 450 m a leste da Capela de São José, Albardão.

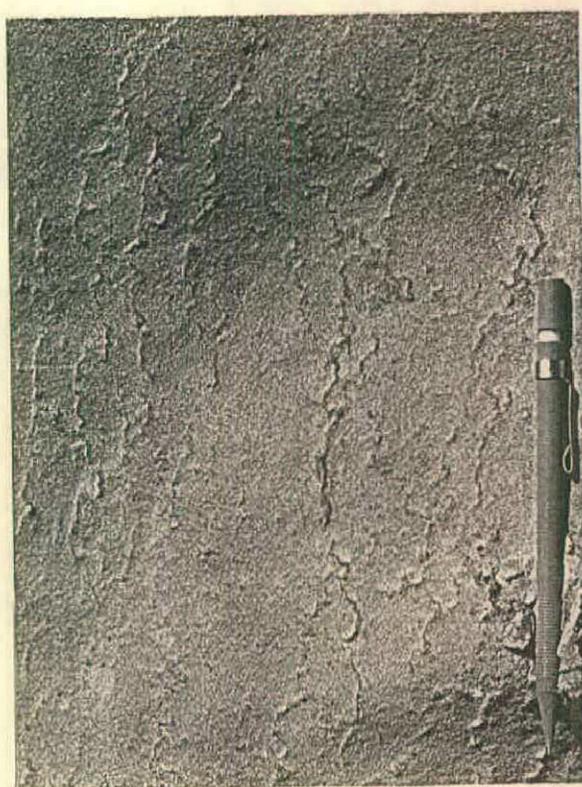
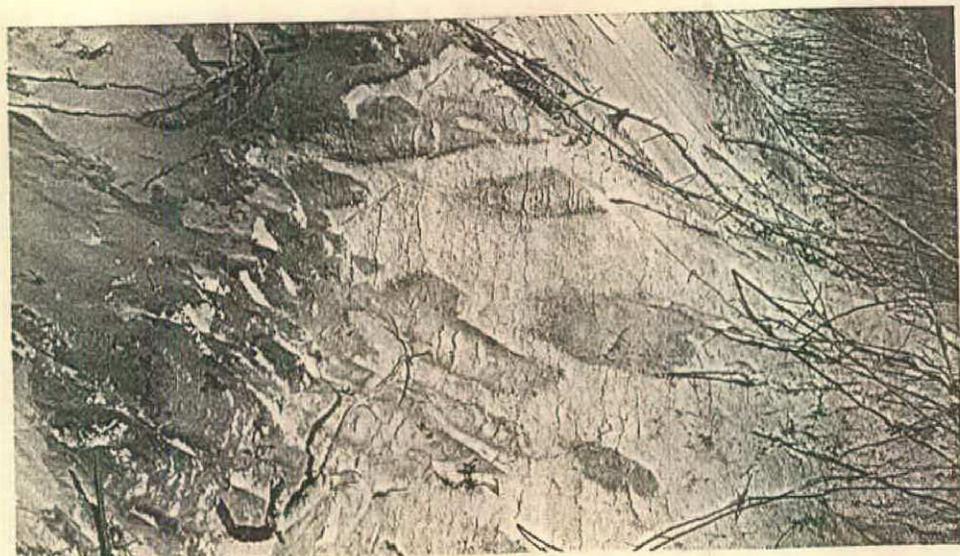
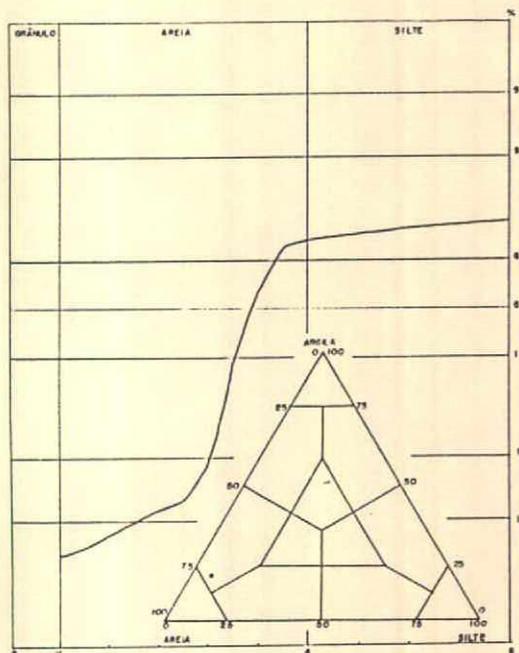
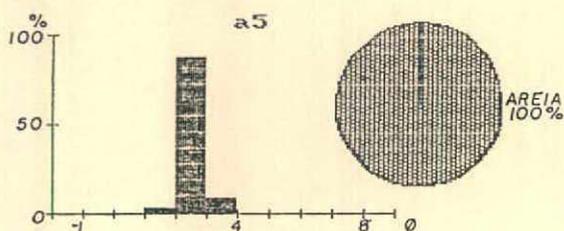
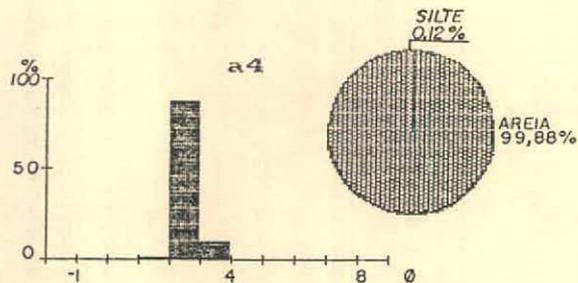
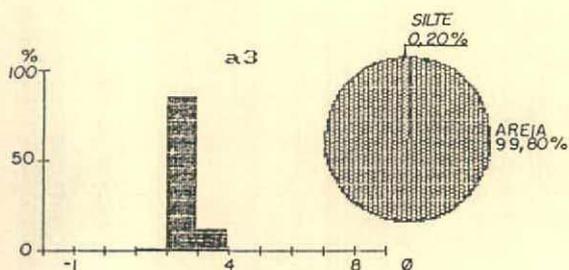
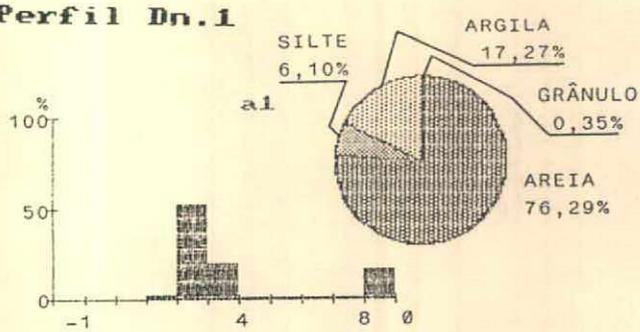


Fig. 10.54 - Detalhes das estruturas de dissipaçoão do Perfil Dn3, localizadas a cerca de 450 m a leste da Capela de São José, Albandão.

**Perfil Dn.1**



**Perfil Dn.3**

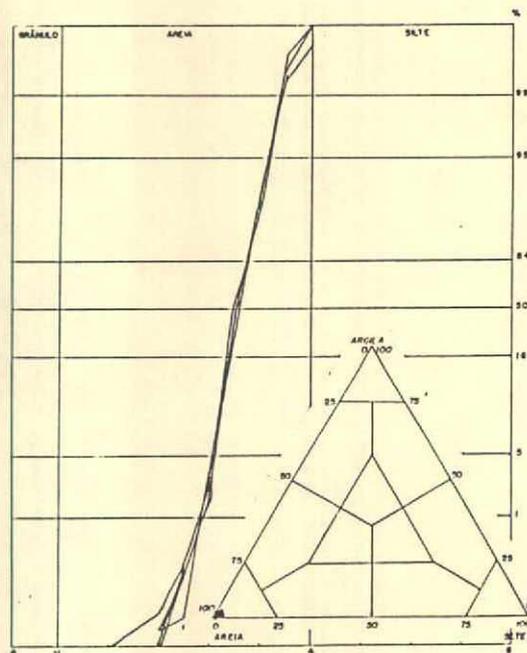
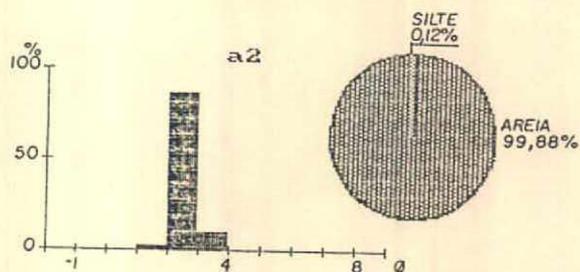
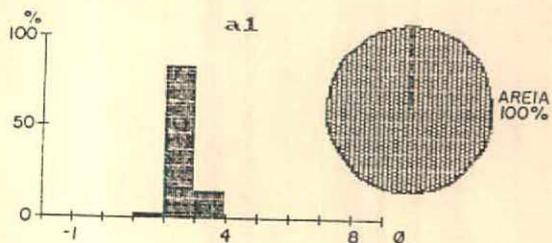


Fig. 10-55 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis Dn1 e Dn3.

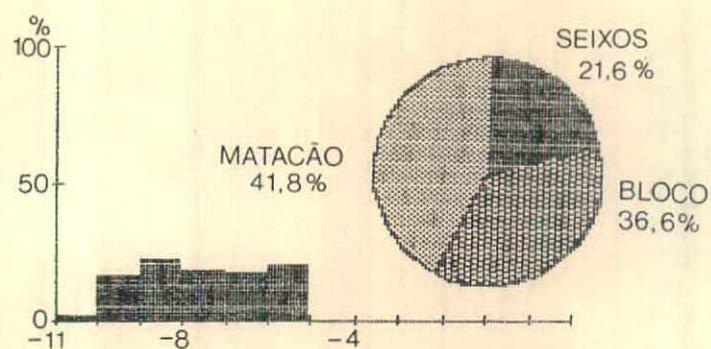


Fig. 10.56 - Histograma e diagrama de setor correspondentes à composição granulométrica dos seixos, blocos e matações medidos no depósito do leque aluvial LA2, situado a oeste da Capela São Sebastião (Sertão do Campo).

# 11 PALEOGEOGRAFIA

## 11.1 - Quaternário

O Quaternário é referido como o período da Idade do Gelo ou do Homem. Não existe consenso, entre estudiosos, quanto ao seu limite. Este tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, embora essa transição não seja marcada por um acontecimento marcante como o início das glaciações ou o aparecimento do Homem.

Este período é dividido em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno. A base do Pleistoceno tem sido situada com relação à escala de tempo, no limite inferior (1,8 milhões de anos A.P.) ou superior (1,6 milhões de anos A.P.) do evento geomagnético Olduvai, de mudança de polaridade terrestre. Entretanto, este limite também não é aceito por todos os estudiosos. O limite Pleistoceno/Holoceno tem sido estabelecido em torno de 10.000 anos A.P. em função de uma mudança climática ocorrida, nessa época, em toda região noroeste da Europa (Morner, 1976). Contudo, de acordo com Martin et al., 1986) este limite parece ilógico em outras partes do mundo.

As épocas são divididas em idades glaciais e interglaciais. Durante o Pleistoceno ocorreram quatro glaciações na América do Norte e seis na Europa. As duas classificações glacial/interglacial mais referidas estão identificadas e correlacionadas abaixo, listadas das mais novas para as mais antigas (Mendes, 1984):

---

AMERICA DO NORTE		ALPES	
<i>Glaciais</i>	<i>Interglaciais</i>	<i>Glaciais</i>	<i>Interglaciais</i>
Wisconsiniano		Würn	
	Sangamoniano		Riss-Würn
Illinoiano		Riss	
	Yarmouthiano		Mindel-Riss
Kansano		Mindel	
	Aftoniano		Günz-Mindel
Nebraskano		Günz	
		Donau (=Danúbio)	
		Biber (Plioceno/Pleistoceno)	

---

Esta tentativa de correlação necessita de dados mais seguros.

O Pleistoceno é comumente dividido em Inferior, Médio e Superior. O limite entre o Pleistoceno Inferior e Pleistoceno Médio, é situado há cerca de 730.000 anos A.P. O limite entre o Pleistoceno Médio e o Superior corresponde ao início do último interglacial (Sangamoniano; Riss-Würn) cujo limite ainda duvidoso pode situar-se entre 90.000 e 95.000 anos A.P., embora seja comum autores o situarem a 120.000 anos A.P. (Mendes, 1984).

A deglaciação que marca o final do Pleistoceno causou a

chamada transgressão flandriana no noroeste da Europa. O nome Flandriano ou Interglacial Flandriano tem sido atribuído, frequentemente, à época interglacial atual.

Um zoneamento baseado em pólenes de plantas que foram submetidas às variações climáticas permitiu a elaboração da *classificação climática Blytt-Sernander* que distinguiu 5 zonas com referência ao Holoceno (Mendes, 1984):

<i>Zonas palinológicas</i>	<i>Tipos climáticos</i>	<i>Cronologia (Anos A.P.)</i>
Subatlântica	moderado e úmido	últimos 2.500
Sub-Boreal	quente e seco	4.500 - 2.500
Atlântica	quente e úmido	7.500 - 4.500
Boreal	quente e seco	9.000 - 7.500
Pré-Boreal	mais frio e mais úmido que o sucedente	10.000 - 9.000

Esta divisão Pós-glacial e/ou Flandriana, teve origem na Escandinávia e de acordo com Martin et al. (1986) não encontra correspondência fora da Europa. Os limites cronológicos desta classificação, apresentados por Martin et al. (1986) diferem um pouco dos que encontram-se acima, extraídos de Mendes (1984). O Holoceno pode ainda ser dividido em Inferior, Médio e Superior, porém seus limites não estão ainda bem estabelecidos.

#### 11.1.1 - Variações climáticas

As Idades do Gelo não ocorreram exclusivamente no Quaternário, podendo, de acordo com indícios em sedimentos paleogênicos e neogênicos, encontrados em várias partes do mundo, ter tido início no Terciário. Parece haver uma "idade limiar" para o início das flutuações climáticas cíclicas do Quaternário. As alternâncias glacial/interglacial, causadas por mudanças climáticas cíclicas, parecem ter-se iniciado bruscamente há cerca de 2,4 milhões de anos (ou 2,1 milhões de anos) (Martin et al., 1986).

As variações climáticas, dependendo de sua origem, podem ser de curta ou de longa duração. As mudanças climáticas compreendem tanto variações cíclicas quanto escalonadas, podendo variar, simultaneamente, em amplitude e frequência em função do tempo (Martin et al., 1986).

Segundo Martin et al. (1986), a origem das variações paleoclimáticas é complexa, resultando da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos. Uma mudança climática sempre resulta da interação de duas ou mais causas.

Martin et al. (1986) referem que os mecanismos suscetíveis de provocarem variações climáticas estão associados com diversos fenômenos, entre os quais destacam os seguintes:

a) A atividade solar que controla a quantidade de calor irradiado sobre a Terra.

b) As variáveis astronômicas do Sistema Sol/Terra (efeito de Milankovitch) que controlam a radiação solar efetiva (insolação), que incide sobre a Terra, estando sujeita à variação da excentricidade da órbita terrestre, obliquidade da eclíptica e

precessão dos Equinócios.

c) As variações na densidade da matéria interestelar no espaço entre o Sol e a atmosfera terrestre que controlam a taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera.

d) As modificações da atmosfera terrestre pela variação das superfícies dos oceanos, atividade vulcânica ou variações do campo magnético, controlando também a taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera.

O estudo das variações climáticas associadas aos períodos glaciais e interglaciais é muito importante em qualquer esquema estratigráfico, mesmo em áreas que não foram submetidas às glaciações. As glaciações, além de exercerem influência marcante sobre o zoneamento climático da Terra, nessa época, também causaram variações do nível dos mares e tiveram reflexos na sedimentação e vida marinha (Mendes, 1984).

### 11.1.2 - Variação do nível do mar

A variação do nível do mar não ocorre em ciclos uniformes, sendo geralmente oscilatória.

Entre os fatores que causam mudança relativa do nível do mar, são citados os glácio-eustáticos, os tectônicos (tectônio-eustatismo) e os isostáticos. Mas, há também variações do nível do mar provocadas por uma rápida acumulação de sedimentos marinhos (sedimento-eustatismo), e, por variações de densidade das águas marinhas, pelo deslocamento do centro de gravidade terrestre e por alterações da superfície geodésica dos oceanos (eustatismo geodésico) (Vieira, 1981; Mendes, 1984; Suguio et al., 1985 e Martin et al., 1986).

As variações do mar relacionadas às glaciações e deglaciações (glácio-eustatismo) foram mais importantes no Pleistoceno, quando, devido à retenção de grandes volumes de água nos continentes, o nível dos mares parece ter caído, nos períodos glaciais, de 80 a 160 m. Atualmente, uma possível fusão das geleiras da Antártida e da Groenlândia elevaria o nível do mar em cerca de 60 m.

Segundo a teoria da glácio-eustasia (MacLaren, 1841 e Daly, 1934) cada aumento do volume das geleiras corresponde a uma regressão eustática universal. Entretanto, de acordo com Zeuner (1952) e Fairbridge (1961) parece que os ciclos de glaciações/deglaciações e regressões/transgressões deixaram, durante o Quaternário, testemunhos de níveis marinhos cada vez mais baixos. Esses níveis marinhos representam mudanças eustáticas regionais na região mediterrânea e em outras de baixas latitudes, mas não podem absolutamente corresponder a uma eustasia global (Martin et al., 1986).

Importantes variações de densidade das águas oceânicas são motivadas pela variação da temperatura. Um abaixamento da temperatura de cerca de 8°C ocasionaria uma variação de densidade de 1%, promovendo, pelo menos teoricamente, uma diferença de nível da ordem de quatro metros, se considerada uma lâmina de água com uma espessura média de 4.000 metros (Mendes, 1984 e

Martin et al., 1986).

Pequenos deslocamentos do centro de gravidade da Terra, possíveis teoricamente, poderiam ser provocados pela sobrecarga de gelo nas vizinhanças dos pólos, também produzindo alteração do nível do mar, nos períodos glaciais.

Já as deformações no nível geodésico dos oceanos (eustatismo geodésico) (Morner, 1976) acarretariam mudanças de nível marinho importantes, em âmbito regional ou local. O nível marinho geodésico equivale à superfície equipotencial do campo de gravidade, que apresenta irregularidades acentuadas em relação à superfície elipsoidal da Terra. Mudanças na configuração do nível geodésico podem gerar transgressões e regressões. Martin et al. (1986) levantam a hipótese de que as divergências existentes entre curvas mundiais e regionais ou locais possam ser atribuídas ao geóide-eustatismo ou eustatismo geodésico.

Morner (1980) sintetizou num diagrama, bastante didático, os fatores que controlam as mudanças do nível relativo do mar.

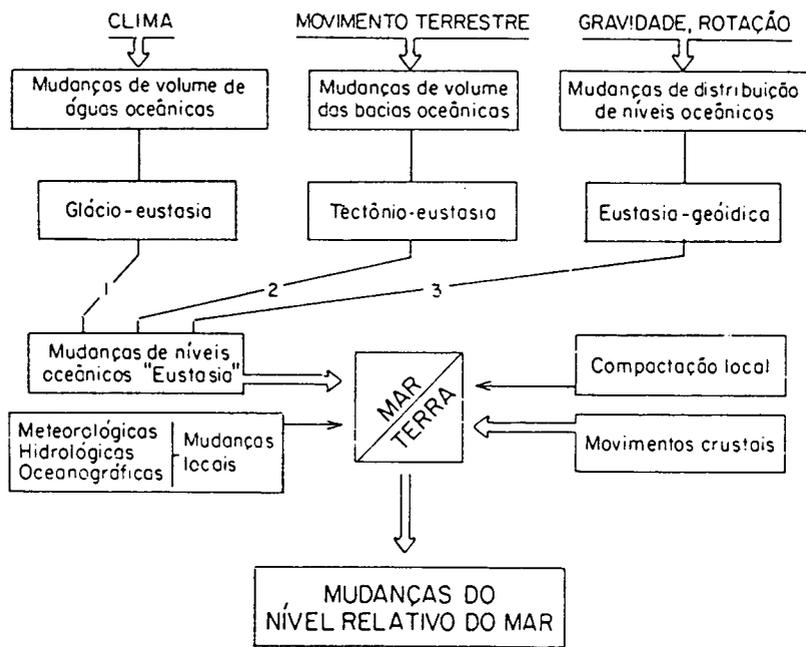


Fig. 11.1 - Diagrama de Morner (1980).

De particular interesse na área de estudo, são os fatores glácio-eustáticos, decorrentes do aumento e diminuição do volume das geleiras, que afetam a quantidade de água nos oceanos, fazendo com que o nível, conseqüentemente flutue. Além destes fatores, há a considerar aqueles de ordem tectônica, representados na área estudada por movimentos epirogênicos e, eventualmente, por pequenos falhamentos da neotectônica.

Na verdade todos os fatores são interdependentes e dificilmente avaliados separadamente (Curry, 1964).

### 11.1.2.1 - Transgressões e regressões

O Quaternário caracterizou-se por sucessivos avanços e recuos da linha de costa, referidos como transgressões e regressões marinhas relacionadas, respectivamente, às épocas glaciais e interglaciais. Quando o avanço do mar é de menor porte ou localizado, é referido como ingresso.

Na transgressão forma-se uma seqüência retrogradacional (**onlap**), enquanto que na regressão ela é progradacional (**offlap**).

A progradação da linha de costa ou a retrogradação dependem, em grande parte, da taxa de fornecimento de sedimentos, relativamente à velocidade de variação do nível do mar. Em outras palavras, numa transgressão muito lenta, com uma taxa elevada de aporte de sedimentos, a linha de costa pode progradar ou manter-se relativamente estável. Por outro lado, numa regressão muito lenta, acompanhada de erosão intensa da costa, pode ocorrer o recuo da linha costeira (Mendes, 1984).

Ainda de acordo com o autor citado, um aumento da taxa de sedimentação, combinado ou não com um decréscimo da velocidade de ascensão do nível marinho, modifica o curso da transgressão, chegando a criar uma situação de regressão. Tal inversão ocorre também sob condições de nível estável. Quando a taxa de sedimentação é pequena ou nula, a ação das ondas e correntes é capaz de causar um rápido recuo da linha de costa, pela erosão.

Na transgressão origina-se uma seqüência sedimentar transgressiva, representada por um corpo de sedimentos em forma de cunha, afinando em direção ao continente.

Os sedimentos provenientes do continente, ao atingirem a bacia marinha são retrabalhados e redistribuídos pela ação das ondas e correntes oceânicas. As partículas mais grosseiras (seixos e areias) concentram-se junto à costa, enquanto que as mais finas depositam-se na plataforma ou mais além.

No litoral brasileiro, de modo geral, os sedimentos da orla marinha são constituídos predominantemente por areias médias a finas e, menos freqüentemente, por areias grosseiras. Na plataforma, os depósitos são constituídos de areias finas e de silte argiloso, além de outros sedimentos de origem biogênica.

Com o deslocamento da linha de costa para o mar, os sedimentos marinhos das águas rasas são expostos e podem ser submetidos a erosão ou, eventualmente, podem ser recobertos por sedimentos continentais.

A dinâmica sedimentar da regressão, quando ininterrupta, consiste na migração contínua das litofácies, no sentido do deslocamento da linha de costa. As litofácies evoluem em litossomas, formando corpos sedimentares diacrônicos cortando obliquamente os cronohorizontes (Mendes, 1984).

A seqüência regressiva é constituída na base de: sedimentos finos siltico-argilosos, depositados em águas mais profundas, seguidos de depósitos calcários (nem sempre presen-

tes), areias finas e, no topo, areias mais grosseiras (Mendes, 1984).

Com a progradação, esse conjunto pode ser recoberto por sedimentos continentais, na maioria das vezes separados por uma inconformidade. Em certas circunstâncias, nem sempre a seqüência regressiva é preservada (sedimentação escassa, epirogênese rápida e variação rápida do nível do mar).

Quando a regressão é seguida de imediato por uma transgressão, ou quando a taxa de sedimentação na área emergente é relativamente elevada, pode haver a preservação de parte dos depósitos regressivos. Quando a regressão é originada pela progradação de um delta ou de uma linha de costa, sem variação do nível do mar os depósitos podem ser consideráveis. Durante o Quaternário tal fenômeno foi muito comum e a linha de costa progrediu através da acreção de sucessivos cordões de restinga (Mendes, 1984).

Quando uma transgressão é seguida de regressão sem interrupção do processo sedimentar, a coluna litológica corresponderá a um ciclo simétrico, tendo na base e no topo sedimentos mais grosseiros, das fácies de águas rasas. As fácies de águas mais profundas encontram-se na parte média da coluna.

#### 11.1.2.2 - Curvas de variação do nível do mar

As curvas de variação do mar são construídas com base em testemunhos próximos ou correlatos, nos quais ocorram materiais carbonosos (fragmentos de madeira, depósitos de turfa, etc.) ou conchas, radiometricamente datáveis. Também os sambaquis têm sido usados para esse propósito, principalmente para construção de curvas referentes ao Holoceno.

Entre as curvas de variação do nível do mar mais citadas estão a de Fairbridge (1961) e a de Milliman e Emery (1968); a primeira referente aos últimos 7.000 anos e a segunda aos últimos 35.000 anos A.P. Ambas fundamentam-se em dados obtidos em várias regiões do mundo. Entretanto, investigações após 1961 tornaram a curva de Fairbridge um tanto superada, levando-o a emendá-la em 1976. Atualmente curvas de variação do nível do mar de caráter global são muito questionáveis.

Uma curva de variação do nível do mar deve contemplar não só as mudanças de volume dos oceanos, de caráter universal, mas principalmente fatores regionais e locais. Curvas de variação do nível do mar obtidas para setores da costa brasileira diferem bastante da curva apresentada por Fairbridge e até diferem entre si (Martin et al., 1986).

As informações mais recentes sobre a variação do nível do mar durante os últimos 7.000 anos no Estado de Santa Catarina foram obtidas a partir da reconstrução de antigos níveis marinhos. Tais informações, embora insuficientes para o delineamento de uma curva de variação para vários setores restritos, tem contribuído para o conhecimento das oscilações, inclusive na área estudada. A comparação dos dados obtidos por Martin et al. (1984,

1986 e 1988) apresenta maiores diferenças em relação à curva de Fairbridge (1961) e menores em relação às curvas de outros setores da costa brasileira. Isto demonstra a importância dos fatores regionais e locais na variação do nível do mar.

De acordo com Bigarella & Becker (1975), as principais feições dos planos costeiros do Sul e Sudeste do Brasil estão relacionadas às oscilações de caráter eustático e às mudanças climáticas no Quaternário. As regressões, durante as épocas glaciais do Pleistoceno, expuseram amplas extensões da plataforma continental. Sob tais condições a ação da erosão e sedimentação continental foram intensas. Os depósitos desenvolvidos nesta ocasião, foram, durante a época interglacial, inundados e retrabalhados, em virtude das transgressões.

Antigos níveis marinhos altos na costa brasileira são identificados por evidências de origem sedimentológica, biológica e pré-histórica.

Os feixes de restinga constituem evidência sedimentológica incontestável de antigos níveis marinhos altos, pois correspondem a depósitos arenosos situados acima da zona de deposição atual equivalente (Martin et al., 1988).

As evidências biológicas são referidas como as mais distintas ao longo das porções rochosas da costa brasileira. Estas estão representadas por grande quantidade de incrustações de *vermitídeos* (gastrópodes) e conchas de ostras, bem como por tocas de ouriços do mar, situadas acima da atual zona de vida desses animais (Laborel, 1979). Conchas e moluscos também são encontrados dentro de sedimentos marinhos e lagunares, acima da zona de vida ou da deposição atual correspondente. Tubos fósseis de *Callichirus* (crustáceos) são encontrados em depósitos arenosos marinhos, situados acima da zona de vida atual desses animais (Martin et al., 1988).

Os sambaquis, montes de cascas de moluscos construídos pelos habitantes da zona costeira, são referidos como evidências pré-históricas de antigos níveis marinhos. Estes são encontrados nas planícies sedimentares do litoral brasileiro (Abreu, 1928, 1944a e b; Bigarella, 1950 e 1954; Bigarella et al., 1954; Fairbridge, 1967; Duarte, 1971).

A utilização de sambaquis como evidência de níveis marinhos mais altos depende do posicionamento dos mesmos. Martin et al. (1984, 1986) referem que a posição de alguns deles só pode ser explicada por uma extensão lagunar claramente superior à atual, e, conseqüentemente, por um nível marinho acima do atual. Contudo, para representar uma boa evidência não basta a localização de um sambaqui, mas a análise de um conjunto deles (Bigarella, inf. oral).

Igualmente, a posição de alguns sambaquis, cuja base está situada sob o nível da maré alta atual, demonstra ter havido um nível marinho inferior ao atual, exceto nos casos de subsidência por compactação do substrato (Martin et al., 1988).

Martin et al. (1984 e 1988), propuseram um modelo evo-

lutivo para as planícies costeiras catarinenses. Estes autores baseiam-se nas curvas de variação do nível do mar dos últimos 7.000 anos, construídas a partir de inúmeras datações  $C_{14}$  de conchas e fragmentos de madeira, coletados ao longo do litoral.

Testemunhos de nível marinho alto de 120.000 anos A.P. e anteriores a 120.000 anos A.P. são formados por terraços de construção marinha essencialmente arenosos. Estes foram encontrados nos Estados de Sergipe e Bahia, (Bittencourt et al., 1979), ainda mal definido; e, no Rio Grande do Sul (Villwock et al., 1986). Estes testemunhos permitem a reconstrução de níveis marinhos no espaço, porém não no tempo, devido à escassez de datações (Martin et al. 1988).

O modelo proposto foi dividido nas seguintes fases:

**1ª Fase** - ocorreu há cerca de 120.000 anos A.P. (Antes do presente), correspondendo ao máximo da penúltima transgressão (Transgressão Cananéia de Suguio e Martin, 1976). Nessa época o nível do mar situava-se a  $8 \pm 2$  m acima do atual. Não existiam, ainda, as planícies costeiras e todos os vales entalhados na rocha foram invadidos pelo mar, desenvolvendo-se numerosas lagunas.

**2ª Fase** - Após 120.000 anos A.P. o nível do mar começou a descer, sendo construídos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos. Concomitantemente a tais eventos instalava-se uma rede hidrográfica sobre as planícies costeiras, escavando vales talvez profundos.

**3ª Fase** - A partir de 18.000 anos A.P. (máximo da última glaciação quaternária de maior amplitude que atingiu o Hemisfério Norte) iniciou-se uma subida muito rápida do nível do mar. Durante esta fase transgressiva, as planícies costeiras foram parcialmente destruídas.

A partir de 7.000 anos A.P. desenvolveram-se as planícies costeiras holocênicas pelo assoreamento parcial de uma vasta paleolaguna separada do mar aberto por ilhas barreiras. Na época, estas deveriam localizar-se em posição mais externa, tendo atingido a sua posição final por volta de 5.000 anos A.P., formando-se numerosas lagunas alongadas.

**4ª Fase** - A partir de 5.100 anos A.P. iniciou-se o abaixamento relativo do nível do mar acompanhado pela transferência de areias da plataforma continental interna para a praia. Essas areias foram retrabalhadas pelas correntes de deriva litorânea, tendo contribuído na construção dos cordões litorâneos holocênicos. O abaixamento do nível relativo do mar causou a ressecção parcial das lagunas.

O aparecimento de outras feições sedimentares está relacionado a outras fases de níveis marinhos mais altos - 3.600 e 2.500 A.P., junto com fases regressivas subseqüentes.

Martin et al. (1988) apresentam, também, para a costa catarinense, uma visão geral do comportamento do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos A.P. O esquema proposto pe-

los autores é o seguinte:

- a) o nível relativo do mar ultrapassou, pela primeira vez, o atual há aproximadamente 6.500 anos A.P.
- b) há cerca de 5.100 anos A.P., o nível relativo do mar estava em um "máximo" situado provavelmente 3,5 acima do nível atual.
- c) entre 4.100 e 3.800 anos A.P. o nível do mar esteve abaixo do atual.
- d) a aproximadamente 3.600 anos A.P. , o nível do mar esteve, pela segunda vez, situado a cerca de  $2,5 \pm 0,5$  acima do presente.
- e) entre 2.900 e 2.700 A.P., novamente o nível relativo esteve, provavelmente abaixo do presente.
- f) o nível do mar alcançou provavelmente um outro nível alto, cerca de  $2,0 \pm 0,5$  m acima do presente, há aproximadamente 2.500 anos A.P.

Após o último nível máximo, as oscilações ficaram em torno de valores atuais, ocorrendo evolução das formas pela transformação de lagoas em pântanos, desenvolvimento de manguezais e o retrabalhamento das planícies costeiras, principalmente pela atividade eólica.

## 11.2 - Evolução das Vertentes

No Brasil, como em outros países, a ausência de sedimentos quaternários glaciênicos torna impraticável a aplicação da climatoestratigrafia nos moldes norte-americano e europeu. A falta de níveis marinhos fossilíferos bem datados, interpostos às seqüências continentais e a pouca difusão de métodos de datação de maior alcance que o carbono-14, também constituem dificuldade na distinção de unidades estratigráficas que ocorrem isoladamente.

Bigarella et al. (1965a e b) introduziram um método estratigráfico para superar tais dificuldades em relação aos sedimentos cenozóicos brasileiros. Este é baseado no reconhecimento de paleociclos de denudação e na sua correlação com as unidades litoestratigráficas que correspondem à parte preservada dos produtos da erosão efetuada em cada um deles.

Os referidos autores atribuem a evolução da paisagem a uma sucessão de climas semi-áridos e úmidos, dando aos movimentos tectônicos uma importância secundária. As flutuações climáticas, modificaram o regime e intensidade das precipitações e, por conseguinte, o revestimento florístico.

Fases de semi-aridez provocaram a ocorrência de movimentos de massa que afetaram o manto do intemperismo e os depósitos eólicos, principalmente nas encostas e áreas periféricas das elevações cristalinas. Estas fases climáticas, correspondentes às épocas glaciais, propiciaria períodos de chuvas concentradas e o recuo da vegetação para áreas-refúgios. Fases úmidas ocorreram nos períodos interglaciais, caracterizando-se por chuvas bem distribuídas e cobertura florestal.

De acordo com os mesmos autores, nas fases semi-áridas, predominaria o processo de morfogênese mecânica, que promove a

degradação lateral do relevo, desenvolvendo pedimentos e pediplanos. O pedimento constitui superfície aplainada que se desenvolve nos sopés de montanhas ou embutido nos vales; enquanto o pediplano resulta da coalescência de pedimentos. Já durante as fases úmidas, ocorreria principalmente o processo de decomposição química, acompanhado de erosão linear, resultando na dissecação do relevo através do aprofundamento dos vales.

Atualmente restam na paisagem apenas remanescentes das fases semi-áridas, representados por ombreiras, de inclinação pequena a média, e, vertentes íngremes, próprias das fases úmidas. Os remanescentes testemunham as flutuações climáticas e respectivos processos de desnudação, correspondente aos locais onde os vestígios de degradação lateral podem ser relacionados com os depósitos correlativos.

A chave para a interpretação estratigráfica está no posicionamento dos testemunhos. Os autores, já citados, partem do pressuposto de que, com a evolução da paisagem, os testemunhos dos pedimentos de um determinado ciclo de pediplanação ficariam isolados e manteriam, em cada local, um nível sempre mais elevado que os níveis dos testemunhos do ciclo posterior. Considerando-se que as mudanças paleoclimáticas foram gerais em vastas áreas, as formas das vertentes são passíveis de correlações por longas distâncias, bem como são datáveis através da idade do ciclo de pedimentação ou de dissecação correspondente.

Os pediplanos Pd3, Pd2 e Pd1, resultantes de aplainamento de extensão regional, foram elaborados durante o Terciário pelos processos morfogenéticos relacionados ao sistema morfoclimático semi-árido rigoroso.

O mais antigo pediplano (Pd3), provavelmente desenvolvido no Oligoceno, tem vestígios preservados em alguns locais como superfícies de cimeira. O pediplano (Pd2) subsequente, foi possivelmente elaborado entre o Mioceno Superior e o Plioceno Inferior, é geralmente de caráter intermontano, originando grandes e velhos compartimentos dissecados. O Pediplano (Pd1), desenvolveu-se no Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior, no interior das depressões interplanálticas, formando grandes compartimentos embutidos, disseminados por toda rede de drenagem pré-existente (Bigarella et al., 1965a e b).

No Quaternário ocorreram mudanças climáticas de caráter cíclico, verificando-se a alternância de 4 grandes épocas semi-áridas e 3 grandes épocas úmidas no Pleistoceno e uma grande época úmida com intervalos de secura no Holoceno (Bigarella et al., 1965a e b).

Os pedimentos são referidos como P1, P2 e P3, em ordem crescente de antiguidade. O P3 representa na realidade um aplainamento mais generalizado, resultante de uma coalescência de pedimentos. Este identifica-se com o pediplano Pd1, tendo sido considerado contemporâneo da Glaciação Nebraska. O P2 é correlacionado à Glaciação Kansas e o P1, à glaciação Illinois. Todos esses níveis de erosão foram desenvolvidos em condições de semi-aridez, em épocas Glácio-Eustáticas de nível marinho situado muito abaixo do atual (Bigarella et al., 1965a e b).

Nos períodos em que prevaleceram condições de climas úmidos, responsáveis pela dissecação dos aplainamentos, foram elaborados níveis embutidos e escalonados nas vertentes.

Após a época de semi-aridez que produziu o P1, os eventos de semi-aridez seguintes teriam sido mais curtos, não havendo a formação de pedimentos, mas de depósitos de baixos terraços de cascalheiros de origem fluvial. Os remanescentes de terraços fluviais equivalentes ao Pd1 são referidos como Tpd1. Após o pedimento P1, formaram-se dois níveis de baixos terraços com cascalho Tc2 e Tc1. Os depósitos dos terraços fluviais pleistocênicos compõem-se, geralmente, de cascalho e areia. Apresentam características de sedimentos originados em ambientes fluviais anastomosados, sob condições climáticas semi-áridas (chuvas concentradas).

No Holoceno, devido ao clima úmido, com intervalos de secura, a constituição dos depósitos de terraços mudou para síltico-argilosa. Os colúvios estão maciçamente presentes nas porções média e inferior das vertentes das regiões tropicais úmidas e subúmidas. Compreendem depósitos incoerentes e heterogêneos, com fragmentos rochosos, originados pelos movimentos de massa e enxurradas. Quando esses depósitos espraiam-se nas bordas de vales de fundo chato, cobrem os aluviões ou se interdigitam com os mesmos. Sucessivos ciclos de colúviação nas partes baixas das encostas, ao cobrir aluviões, deram origem a superfícies inclinadas denominadas rampas colúvio-aluvionares (Bigarella et al., 1965b e Meis et al., 1975).

### 11.3 - Paleogeografia da Área de Estudo

Na área estudada, a linha costeira é caracterizada pela presença de rochas cristalinas pré-cambrianas interrompendo planície de restingas quaternárias. A planície é caracterizada por significativa atividade eólica, correspondente a várias gerações de dunas. No meio dos sedimentos quaternários existem colinas de rochas pré-cambrianas. Na área da plataforma continental adjacente há também numerosas ilhas formadas por tais rochas.

Nas várias épocas pleistocênicas de nível de mar alto, a linha de costa atingiu os sopés da Serra do Tabuleiro. A partir da última transgressão, ficaram preservadas séries de restingas que, atualmente, compõem a planície costeira quaternária.

A evolução do modelado da Serra do Tabuleiro não se constituiu objeto de estudos detalhados. Entretanto, é provável que o mesmo tenha sido submetido aos processos de denudação e evolução das vertentes. A superfície de cimeira atual corresponderia ao Pd3, o mais antigo nível reconhecido, a partir do qual sucedem-se os demais. Dentro da sucessão foram estudados apenas os baixos terraços e rampas colúvio-aluvionares.

Foram identificados dois níveis de baixos terraços, em função das diferenças de altitude. A rampa colúvio-aluvionar estudada situa-se acima do nível mais alto. Embora tenham sido localizados troncos de madeira datáveis e coletadas amostras para a datação, a mesma não pode ser executada devido a deficiências laboratoriais. Isto impossibilitou possíveis correlações, uma vez

que também não foi estudada toda a sucessão a partir do Pd3.

Entre os sedimentos de origem fluvial encontram-se os depósitos dos leques aluviais, terraços, várzeas.

Os terraços, identificados e estudados, foram elaborados em fases posteriores às de desenvolvimento de extensos leques aluviais. Leques aluviais e terraços são modelados que testemunham condições climáticas diferentes das atuais, ou seja, um regime hidrológico semi-árido ou relativamente seco.

A evolução da paisagem atual decorreu de uma sucessão de fases úmidas e secas. Martin et al. (1988) referem para os sedimentos continentais (rampas colúvio-aluvionares e terraços fluviais) da Planície do Campo de Araçatuba, idades quaternárias indiferenciadas e holocênicas.

Tomando-se como base pesquisas na região do Médio Rio Doce efetuadas por Meis (1977) propõe-se interpretação e datações relativas para a evolução do modelado da área estudada, através de correlação com a evolução do modelado da área citada acima.

No Pleistoceno Superior ocorreu um encaixamento do atual Rio da Madre associado ao retrabalhamento dos colúvios depositados anteriormente, bem como a formação de espessos aluviões (Terraço 3); depósitos de terraço dos tributários menores teriam derivado, em parte, da destruição de uma nova geração de rampas (Rampa 2). O assoreamento mais rápido dos coletores acabou representando pequenos tributários, que se transformaram em lagos (Lagoa Funda e Lagoa do Teófilo). Esta foi uma fase de denudação intensa, com geração de rampas (fig. 10.47) e produção de leques aluviais (fig. 10.8, 10.31 e 10.44). Sua proporção pode ser constatada pela ocorrência de matacões envolvidos por camada areno-siltico-argilosa e bolotas tamanho matacão do mesmo material, entre outros materiais (figs. 10.15, 10.32 e 10.39).

No limite entre o Pleistoceno e o Holoceno, numa fase erosiva, se estabeleceu uma nova rede de drenagem na área. Durante essa fase, desenvolveram-se os terraços T2 (equivalentes ao LA2 - fig.10.8 e 10.31).

O Holoceno parece ter sido marcado por denudação menos intensa. Na fase de aprofundamento dos vales teria se desenvolvido o baixo terraço T1 (equivalente ao LA1 - fig. 10.8), embutido no nível mais elevado (T2-LA2).

Na fase úmida atual, os depósitos de leques encontram-se bastante dissecados, representando remanescentes de uma fase, no mínimo, relativamente seca.

A Planície do Campo de Araçatuba compreende além das áreas de coberturas sedimentares fluviais, também sedimentos marinhos, lacustres, recobertos por depósitos eólicos.

Os sedimentos de origem marinha e eólica correspondem a uma sucessão de cordões arenosos de baixa altura, dispostos em arco, paralelamente à linha de costa atual. Esses cordões, de-

nominados de restingas, foram formados como depósitos costeiros rasos de **nearshore** durante um recuo contínuo do mar. A parte superior de alguns desses cordões apresenta contribuição eólica.

Para Price (1958) a contribuição eólica é encontrada na parte superior de provavelmente todos os cordões originados como ilhas barreiras.

Ⓜ) Bigarella et al. (1969) interpretam a seqüência estratigráfica superior de cordões litorâneos (restingas) como originada através da dissipação de antigos cordões de dunas dispostos paralelamente à costa. Estes teriam sido dissipados sob a ação de condições climáticas mais rigorosas, nas quais a ação de chuvas concentradas promoveu a mobilização e solifluxão das areias, resultando na destruição das estruturas sedimentares. A dissipação das dunas originou uma seqüência de cordões baixos, alongados e suavemente arredondados.

Na Planície do Campo de Araçatuba, os feixes de restinga atingem até 4,5 Km de largura, dividindo-se em oito faixas limitadas por ambientes dunares, que representam antigas linhas de costa.

Martin et al. (1988) referem para as restingas e dunas as idades pleistocênicas e holocênicas. As areias marinhas litorâneas de idade pleistocênica, de acordo com os mesmos, podem apresentar uma coloração escura, em consequência de matéria orgânica de origem secundária, que lhes confere uma certa coesão.

As dunas identificadas como pleistocênicas são aquelas de coloração marrom avermelhadas, devido à impregnação por ácidos húmicos e óxidos de ferro. Considerando a coloração e sua localização, a parte inferior do perfil Dn3 (fig. 10.53), que apresenta estruturas dissipadas, pode ser considerada de idade pleistocênica. As dunas de idade holocênica possuem coloração esbranquiçada. A atividade eólica atual concentra-se nas dunas mais próximas à linha de costa. Entretanto, o campo de dunas, nas proximidades da localidade de Pinheira, mobilizou parte das dunas de gerações interiorizadas, também de idade holocênica.

Ⓧ) A planície não apresenta atualmente lagoas típicas, mas apresenta vestígios das mesmas colmatadas. Estas orientavam-se paralelamente à costa no sentido N-S, limitando-se com feixes de restinga.

Bigarella (1978), referindo-se à planície costeira do Paraná, descreve os sedimentos das lagoas colmatadas como comumente constituídos de areias ou depósitos siltico-argilosos (lama) estratificadas, os quais resultam de freqüentes alternâncias entre períodos calmos e de tempestades. Segundo o mesmo autor, os depósitos das lagoas são muito semelhantes aos marinhos, nas áreas onde não houve acesso de rios; entretanto, onde houve, os sedimentos assemelham-se aos das baías.

Martin et al. (1988) mencionam, para as áreas mais baixas da planície, sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías, que podem conter conchas de moluscos em quantidades variáveis. Tais sedimentos foram encontrados nas áreas circunvizinhas

aos cursos dos rios Massiambu, da Madre, da Encantada e do Fugido (Mapa Geológico). Francisco Caruso Gomes Jr. (inf. oral), refere-se a uma ingressão ao longo dos atuais cursos dos rios da Encantada e do Fugido, que são aproximadamente paralelos à linha de costa hodierna (Mapa Geomorfológico).

O Rio da Madre teve sua desembocadura barrada e seu curso deslocado a nordeste, longitudinalmente à linha de crescimento da restinga da Guarda do Embaú. Este processo deu origem ao Rio da Guarda do Embaú. Posteriormente, as areias desta restinga foram retrabalhadas pela ação eólica, dando origem a um bem desenvolvido campo de dunas transversas.

Uma das feições mais recentes, de origem marinha, do plano costeiro é o tómbolo que une a planície de restinga da Enseada da Pinheira à antiga Ilha dos Papagaios Grande. O tómbolo tornou-se emerso há aproximadamente 50 anos (Reitz, 1961), entretanto, o mesmo ainda é recoberto pelas águas durante marés excepcionais ou de sizígia.

Martin et al. (1988) elaboraram um mapa geológico do quaternário costeiro do Estado de Santa Catarina, na escala 1:200.000. Considerando-se este mapa, a associação das formas e sedimentos encontradas na área estudada e o modelo evolutivo proposto para as planícies costeiras catarinenses, será feita, a seguir, uma descrição da evolução da Planície do Campo de Araçatuba. Essa evolução pode ser também observada no Mapa Geológico da área.

Durante a penúltima transgressão, ocorrida há 120.000 anos A.P., os vales dos rios conhecidos atualmente como Massiambu, da Sulana, Ribeirão Cachoeira e da Madre, foram possivelmente invadidos pelo mar.

Com o abaixamento do nível do mar, ocorrido após 120.000 anos A.P., foram elaboradas as restingas mais interiorizadas (pleistocênicas) da área de estudo, cujos remanescentes estendem-se até a rodovia estadual (Mapa de Localização). Concomitantemente a rede hidrográfica instalava-se, encaixando os vales e podendo ter formado o nível de terraço T3 (não estudado neste trabalho).

Com a rápida subida do nível do mar, ocorrida a partir de 18.000 anos A.P., as restingas formadas na fase regressiva anterior foram parcialmente destruídas. É possível que as áreas identificadas como de paleolaguna ou paleobaía, onde atualmente situam-se parte das bacias do Rio da Madre e Massiambu, estejam relacionadas a essa transgressão.

O terraço fluvial T2, pode estar relacionado a reinstalação da drenagem, ocorrida a partir dessa época. O T2 seria produto do retrabalhamento de depósitos de leques aluviais (LA2). O leque aluvial LA2 (fig. 10.31- foto), possivelmente desenvolveu-se durante a denudação intensa anterior, que deu origem à Lagoa Funda e Lagoa do Teófilo, através do represamento de pequenos tributários do atual Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo (Fig. 10.8 e).

A partir de 7.000 anos A.P., é referido para a zona

costeira catarinense o assoreamento parcial de uma vasta laguna, que estava separada do mar por ilhas-barreiras. Pode ser da denu-  
dação ocorrida nesta época, o material que formou o leque alu-  
vial LA1, no qual o encaixamento dos vales, ocorrido posterior-  
mente, deu origem ao terraço fluvial T1. Os sedimentos do LA1,  
produto de uma época mais úmida apresentam-se bem menos grossei-  
ros do que os do LA2.

A maior parte da planície costeira, constituída por feixes de restinga de idade holocênica, teve sua formação inicia-  
da, possivelmente, com a regressão ocorrida a partir de 5.100  
anos A.P. Com o abaixamento do nível relativo do mar, a partir  
desta época, teve início o ressecamento dos corpos d'água repre-  
sados pelas feições desenvolvidas com a regressão.

A ingressão, referida por Francisco Caruso Gomes Jr.  
(inf. oral), que cortou sedimentos marinhos pleistocênicos e ho-  
locênicos, deve estar relacionada a fases de níveis marinhos mais  
altos ocorridos há 3.600 e 2.500 anos A.P.

Feições como os campos de dunas móveis de idade holocê-  
nica mais próximas à linha de praia, o manguezal e o tómbolo, po-  
dem ter-se desenvolvido após 2.500 anos A.P.

## 12 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Planície costeira do Campo de Araçatuba desenvolveu-se durante o período Quaternário recente, a partir dos últimos 120.000 anos A.P. Constitui-se num significativo exemplo das variações do nível relativo do mar nesse período. Os diversos ambientes que a compõem, principalmente os inúmeros feixes de restinga, testemunham o retrocesso recente do mar, nos últimos 7.000 anos A.P.

A diversidade de ambientes que a compõe, tornam-na um dos mais importantes ecossistemas da costa catarinense. Dentro de seus limites combinam-se ambientes de praia, duna, mangue e brejo, cobertos por abundante e diversificada vegetação. Estes ambientes constituíram habitat de espécies animais, das quais 40, entre mamíferos e aves, foram identificadas.

A complexidade desse ecossistema torna-o muito vulnerável. Embora a área não se caracterize por intensa ocupação, sua fauna encontra-se quase totalmente dizimada, enquanto a flora fortemente ameaçada pela depredação.

A ocupação humana da área fez-se muito lentamente até pouco menos de 30 anos atrás. Data de 1798 uma das primeiras tentativas, planejada pela administração pública, de ocupação na área. Na época o responsável pelo planejamento recomendava o uso da planície de restinga para a criação do gado e culturas anuais. Em seu relatório, acompanhado de um esboço da área (Anexo 1), o planejador descreve a mesma, recomendando como uma das técnicas para melhor ocupação econômica da área, a queimada. Ao que tudo indica, ou a proposta não saiu do papel, ou não obteve bons resultados, pois os campos encontram-se hoje praticamente vazios.

A ocupação da área acabou resumindo-se a poucos povoados espalhados por toda a área. Os povoados de pescadores situam-se junto aos costões e os de agricultores junto às encostas das serras.

Atualmente observa-se uma tendência de substituição dos núcleos tradicionais. Nos núcleos tradicionalmente de pescadores e numa estreita faixa da orla marítima, aproximadamente 500 m a partir do início da vegetação, cresce a ocupação com casas de veraneio, hotéis, restaurantes e bares. As áreas próximas às encostas, estão sendo ocupada com fazendas de criação de gado, grandes propriedades dedicadas ao extrativismo vegetal e silvicultura, além de residências e clubes de campo.

O incremento da ocupação, incentivado por investimentos imobiliários, a partir da década de 60, passou a preocupar estudiosos conservacionistas. Estes, cientes do valor científico, ecológico e paisagístico da área, lançaram a proposta de criação de um parque florestal, visando a preservação da flora, fauna, mananciais e monumentos históricos e geológicos.

O Parque foi criado em 1975 pelo Decreto Estadual 1.260. A assinatura de um decreto, entretanto, não foi suficiente para evitar a degradação a que tem sido submetida a área durante todos esses anos. A não implantação física do Parque, as poucas desapropriações e a falta de infra-estrutura para fiscalização, permitem que ações depredatórias, não só particulares, mas inclusive governamentais, continuem ocorrendo.

Entre as ações governamentais ou incentivadas pelo governo citam-se a implantação do aterro sanitário de Paulo Lopes e a avenida beira-mar da Pinheira. Tais "obras" apesar de não se encontrarem dentro do Parque, poderão causar sérios prejuízos aos ambientes que o compõem. O aterro sanitário, pela contaminação do lençol freático e nascentes, e a avenida beira-mar, pela mobilização das areias eólicas estabilizadas.

Verifica-se ainda, dentro dos limites do Parque e adjacências, a exploração clandestina de areia de dunas e restingas para a construção civil e desmatamentos visando o corte de lenha com fins comerciais.

A ocupação da orla marítima, desanexada do Parque em 1979, também se constitui num sério problema, não só para o meio físico, mas principalmente para os ocupantes da área.

A simples ocupação desta área fere o Código Florestal (Lei nº 4771, de 15/09/1965), que considera de preservação permanente a vegetação natural, situada nas restingas como fixadora de dunas. Desconsiderando o aspecto legal, alerta-se para o fato de que, uma vez retirada a vegetação natural, as dunas são reativadas.

Na Praia do Sonho isto constitui um problema tão sério que a Prefeitura de Palhoça está desenvolvendo ações, custeadas por ela própria, para a contenção e fixação da areia. Nos anos de 1987 e 1988 foi registrado, através de fotografias (Anexo 2), o soterramento de várias casas de praia no Tômbolo dos Papagaios Grande.

Não obstante tais exemplos, a área continua sendo ocupada de modo acelerado, culminando agora com a investida de implantação da já citada, avenida beira-mar.

A ação antrópica sobre dunas estabilizadas, parcial ou completamente, pela vegetação, pode causar sua desestabilização, levando a conseqüências desastrosas localmente. Isto é o que ocorre na área estudada, devido à construção de habitações. A construção da avenida beira mar, naturalmente afetará áreas de ante-dunas, dunas e cordões litorâneos, parcialmente retrabalhados pela ação eólica pretérita e que se encontram cobertos pela vegetação.

Tratando apenas das ante-dunas, agora, cabe lembrar que as mesmas constituem uma barreira, construída na frente praial e estabilizada por vegetação esparsa de praia. Funciona como obstáculo, dissipando a energia das ondas de tempestades.

Durante as tempestades, as ante-dunas são atacadas por grandes ondas, barrando o avanço dessas. Após as tempestades, se mantida a vegetação, as ante-dunas são restauradas para cumprir o mesmo papel posteriormente. A destruição das ante-dunas torna mais efetiva a ação erosiva das ondas de tempestades, que podem penetrar mais profundamente para o interior da costa.

Posto isso, conclui-se que a construção da avenida beira-mar, projetada desconsiderando os processos naturais, será mais um desastre para o meio físico e principalmente para os moradores da área e contribuintes do erário público.

Considerando que o principal objetivo deste trabalho não foi propriamente propor soluções para os problemas ambientais da área, as únicas recomendações que poderiam ser feitas de imediato seriam:

1 - para a área do Parque:

a) implantação definitiva, através da captação de Fundos Internacionais para tal fim. Para tanto, seria necessária uma completa revisão do seu Plano Diretor, no sentido de justificar esse tipo de investimento. Este é um papel que cabe aos órgãos competentes do Estado, uma vez tratar-se de um parque estadual.

b) a nós pesquisadores e cidadãos recomenda-se a atitude política de cobrança no sentido de que tais medidas sejam tomadas.

2 - para a orla marítima

a) desenvolvimento imediato de técnicas de contenção de dunas, para aplicação nas áreas onde sua ocupação foi permitida.

b) revisão do plano de disciplinamento da ocupação e usos da área.

c) solicitação de Estudos e Relatório de Impacto Ambiental (EIA/RIMA) para a implantação da avenida beira-mar na Pícheira.

Registra-se, finalmente, que esta área é carente de estudos básicos sendo portanto, um imenso laboratório a se explorar. Entre os estudos que poderiam ser sugeridos estão os de levantamento arqueológico, medidas relativas à dinâmica marinha e medidas do transporte eólico.

**13**  
**REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

- 1 - ABREU, S. F. de - Sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Separata da Rev. Soc. Geogr. Rio de Janeiro, 1928.
- 2 - \_\_\_\_\_ - O problema dos sambaquis. I: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Bol. Geogr., Cons. Nac. de Geogr. (IBGE), Rio de Janeiro, II (20):1136-1146, 1944a.
- 3 - \_\_\_\_\_ - O problema dos sambaquis. II: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Bol. Geogr., Cons. Nac. de Geogr. (IBGE), Rio de Janeiro, II (21):1298-1311, 1944b.
- 4 - AGI (American Geological Institute) - Glossary of Geology and Related Sciences. 2. ed., AGI, Washinton, 1957.
- 5 - \_\_\_\_\_ - Dictionary of Geological Terms. 3. ed. New York, Anchor Press/Doubleday, 1983, 571 p.
- 6 - ALLEN, J. R. L. - Physical process of sedimentation. London, George Allen and Unwin Ltd., 1970. 248 p.
- 7 - \_\_\_\_\_ - Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid coset of cross strata. Liverpool Manchester Geol. J., 3:183-236, 1963a.
- 8 - \_\_\_\_\_ - Internal sedimentation structures of wellwashed sands and sandstone in relation to flow conditions. Nature, 200 (4904):326-327, 1963b.
- 9 - \_\_\_\_\_ - Henry Clifton Sorby and sedimentary structures of sands, and sandstone in relation to condition. Geol. en Mijnbouw, 42:223-228, 1963c.
- 10 - \_\_\_\_\_ - Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothem from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, 3(3):163-198, 1964a.
- 11 - \_\_\_\_\_ - Primary Current Lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, 3:89-108, 1964b.
- 12 - \_\_\_\_\_ - Sedimentation to the Lee of Small Underwater Sand Waves: an Experimental Study. J. Geol. 73(1):95-116, 1965.
- 13 - \_\_\_\_\_ - Current Ripple. North-Holland, Amsterdam, 1968a, 433 p.

- 14 - \_\_\_\_\_ - The Diffusion of Grains in the Lee of Ripples, Dunes and Sand Deltas. J. Sedimen. Petrol. 38:621-633, 1968b.
- 15 - \_\_\_\_\_ - The Nature Origin of Bed Form Hierarchies. Sedimentology, 10:161-182, 1968c.
- 16 - \_\_\_\_\_ & FRIEND - Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: with notes on some other Old Red Sandstone basins. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 106-121, 1968.
- 17 - ALMEIDA, F. F. M. - Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. Associação de Geógrafos Brasileiros. São Paulo. 3(1):10-37. 1948.
- 18 - \_\_\_\_\_ - Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Departamento Nacional de Produção Mineral. Div. Geol. Min., Mon, 13, 1955, 181 p.
- 19 - AWDZIEJ, J., PORCHER, C. A. & SILVA, L. C. - Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, 1986. In: SILVA, L. C. da & BORTOLUZZI, C. A. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E= 1:500.000. Florianópolis, 11º Distrito do DNPM; Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987, 216 p.
- 20 - BAGNOLD, R. A. - The movement of desert sand. London, Proc. Roy. Soc. A. 157, 1936.
- 21 - \_\_\_\_\_ - The physics of blown sand and desert dune. London, Methuen & Co. Ltd., 1941, 265 p. (reeditado em 1954).
- 22 - \_\_\_\_\_ - Some aspects of the shape of river meanders. U. S. Geol. Surv., Professional Papers. 282 E: 135-144, 1960.
- 23 - BASCOM, W. N. - The relationship between sand size and beach face slope. Trans. Am. Geogr. Union, 32:866-874. 1951.
- 24 - \_\_\_\_\_ - The Control of Streams Outlets by Waves Refraction. Jour. Geol., 62:600-605, 1954.
- 25 - BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. - Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000, texto explicativo e mapa. Florianópolis, DNPM/CRM, 1987. 216 p.
- 26 - BAULIG, H. - Quaternaire et morphologie CNRS - Colloques Nationaux du CNRS, Lyon, 1954.

- 27 - BEAL, M. A. & SHEPARD, F. P. - A use of roudness to determine deposicional enviroments. Jour. Sed. Petrol. 26:49-60, 1956.
- 28 - BECKER, R. D. - Sedimentologia e Estratigrafia do Quaternário do baixo vale do Rio Itajaí-Mirim (Santa Catarina). Dissertação de Mestrado, Univ. Fed. Rio Grande do Sul, 1976.
- 29 - BIGARELLA, J. J. - Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte norte da Ilha de Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia. Curitiba, 4(16):107-140, 1949.
- 30 - \_\_\_\_\_ - Contribuição ao estudo dos sambaquis no Estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 5 (17):231-292 e 6(18):293-314, 1950.
- 31 - \_\_\_\_\_ - Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul brasileira. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 9:199-221, 1954.
- 32 - \_\_\_\_\_ - Subsídios para as variações de nível oceânico no Quaternário brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Rio de Janeiro, 37:263-278, 1965.
- 33 - \_\_\_\_\_ - Eolian environments: their characteristics, recognition, and importance. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. (16):11-62, 1972.
- 34 - \_\_\_\_\_ - Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. Catena. 1:107-152, 1974.
- 35 - \_\_\_\_\_ - The Barreiras Group in Northeastern Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., suplemento (47):365-393, 1975.
- 36 - \_\_\_\_\_ - Lagoa Dune Field (States of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. In: International Symposium on the Quaternary. Boletim Paranaense de Geociências, 33:133-167, 1975.
- 37 - \_\_\_\_\_ - A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná. Curitiba, Secretaria do Planejamento do Estado do Paraná e Associação de Defesa e Educação Ambiental (ADEA), 1978. 248 p.
- 38 - \_\_\_\_\_ & BECKER, R. D.- International Symposium on the Quaternary. Bol. Paranaense de Geoc., 33:1-370, 1975.
- 39 - \_\_\_\_\_ & MOUSINHO, M. R. - Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açú (Estado de São Paulo). Bol. Paran. Geogr., (16/17):17-41, jul. 1965a.

- 40 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, (16/17):153-96, jul. 1965b.
- 41 - \_\_\_\_\_ & POPP, J. H. - Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, IV: Praia e dunas de Barra do Sul (SC). Boletim Paranaense de Geografia, (18/20): 133-149, 1966.
- 42 - \_\_\_\_\_ & SALAMUNI, R. - Early mesozoic wind patterns as suggested by dunebedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. Geol. Soc. Amer. Bull., 72:1089-1106, 1961.
- 43 - \_\_\_\_\_ & SUGUIO, K. - Ambiente Marinho, (inédito).
- 44 - \_\_\_\_\_; BECKER, R. D. & DUARTE, G. M. - Coastal dune structures from Paraná (Brazil). Marine Geological, 7(1):5-55, 1969.
- 45 - \_\_\_\_\_; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. - Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Paranaense de Geografia, (16/17):117-151, 1965a.
- 46 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Processes and environments of the Brazilian Quaternary. Bol. Paranaense de Geografia, Curitiba, Imprensa Univ. Fed. Paraná, 1965b, 71 p.
- 47 - \_\_\_\_\_; TIBURTIUS, G.; SOBANSKY, A. - contribuição ao estudo dos sambaquis do litoral norte de Santa Catarina: situação geográfica e descrição sumária. Arquivos de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, Curitiba, 9:99-140, 1954.
- 48 - \_\_\_\_\_, FREIRE, S. S., SALAMUNI, R. & VIANA, R. - Contribuição aos estudos dos sedimentos praias recentes II - praias de Matinhos e Caiobá. Curitiba, Bol. Univ. Fed. do Paraná. Geogr. fís. 6, 1966, 109 p.
- 49 - \_\_\_\_\_, ALESSI, A. H., BECKER, R. D. & DUARTE G. M. - Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. Bol. Paranaense de Geociências. 27:15-80, 1969.
- 50 - BITTENCOURT, A. C. S. P., MARTÍN, L., VILAS BOAS, G. S. & FLEXOR, J. M. - The marine formations of the coast of the State of Bahia. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1, São Paulo, IGCP, Project 61, p. 232-253, 1979.
- 51 - BLANC, J. J., Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. Paris, Masson, 1982, 159 p.
- 52 - BLISSENBACH, E. - Geology of aluvial fans in semi-arid regions. Geol. Soc. Am. Bull., 65:175-190, 1954.

- 53 - BORTOLUZZI, C. A. - Esboço geomorfológico de Santa Catarina. In: Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000, texto explicativo e mapa. Florianópolis, DNPM/CRM, 1987. 216 p.
- 54 - BROWN Jr., L. F. - 1969 - Geometry and Distribution of Fluvial and Deltaic Sandstone (Pennsylvanian and Permian). North Central Texas. Gulf Coast. Geol. Soc. Trans. vol. 19, 1969.
- 55 - BRYAN, K. & McCANN, F. T. - Sand dunes an alluvium near Grants, New Mexico. Amer. Antiquity, 8(3):281-295, 1943.
- 56 - BRUUN, P. & LACKEY, J. B. - Engineering aspects of sediments transport. In: FLUHR, T. & LEGGET, R. F. - Reviews in engineering geology. 1:39-103, 1962.
- 57 - BUCHER, W. H. - On ripples and related sedimentary surface forms and their paleographic interpretations. Am. Journ. Science. 47:149-210, 241-269, 1919.
- 58 - BULL, W. B. - Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. U.S. Geol. Surv., Profess. Papers, 352 E:89-129, 1964.
- 59 - CARVALHO, F. V. M. - Estudos dos portos do Brasil. Ensaio. Rio de Janeiro, Typogr. do Jornal do Comércio, 1930. 526 p.
- 60 - CHAMBERLAIN, T. C. & SALISBURY, R. D. - Geology. John Murrays, London, 2 ed., 1909.
- 61 - CHAPPELL, J. - Recognizing fossil strand lines from grains size analysis. Journ Sedim. Petrol., 37(1):157-165. 1967.
- 62 - CHEPIL, W. S. - Equilibrium of soil grains at the threshold of movement by wind. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:422-428, 1959.
- 63 - CHRISTOFOLETTI, A. - Geomorfologia. São Paulo, Ed. Edgar Blücher Ltda. - EDUSP, 1974, 149 p. (2 ed. 1980).
- 64 - \_\_\_\_\_ - Geomorfologia fluvial. São Paulo, 2. ed. Edgard Blücher, v. 1, 1981. 313 p.
- 65 - CLIFTON, H. E. - Beach lamination: nature and origen. Marine Geology, 7:553-559, 1969.
- 66 - COLEMAN, J. M. - Brahmaputra River: Channel process and sedimentation. Sediment. Geol. 3:129-239, 1969.
- 67 - \_\_\_\_\_ & WRIGHT, H. E., Jr. - Analisyys of major river systems and their deltas. Procedures and rationale whith two examples, Louisiana State Univ. Costal Studies Inst. Tech. Rep. 95, 125 p. 1971.

- 68 - COLLINSON, J. D. - Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Annaler, vol. 52:31-56, 1970.
- 69 - COMISSAO DE SOLOS DO CNEPA - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Servico Nacional de Pesquisas Agronômicas, Rio de Janeiro, Bol.12, 1960.
- 70 - COOPER, W. - Coastal dunes of California. Geol. Soc. Amer. Memoir 104, 1967. 131 p.
- 71 - CORNISH, V. - On the formation of sand dunes. Geog. Journ. IX:278-309, 1897.
- 72 - \_\_\_\_\_ - Waves of sand and snow. London, T.F. Unwin, 1914, 383 p.
- 73 - \_\_\_\_\_ - On sea, beaches and sand banks. Geol. Journ. London, 1898. XI, 538 p.
- 74 - COSTA, R.C., BUSS, M. D. & ROSA, R. O. - Geomorfologia. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SG 22 Curitiba, parte da folha SG 21 Assunción e folha SG 23 Iguape. No prelo.
- 75 - CREER, K. M. - Preliminary paleomagnetic measurements from South America. Ann. Geophys., 14(3):373-390, 1958.
- 76 - CRESSEY, G. B. - The indiana sand dunes and shore lines of the Lake Michigan Basin. The Geogr. Soc. of Chicago Bull., (8), Univ. Chicago Press, 1928. 80 p.
- 77 - CRONAN, C. S. - Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. J. Sed. Petrol., 42(1):102-107, 1972.
- 78 - CUBITT, W. - On shingle fulls. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 1852. 205 p.
- 79 - CURRAY, J. R. - Transgressions and regressions. Paper in Marine Geology, New York, Macmillan. p. 175-203, 1964.
- 80 - \_\_\_\_\_ & MOORE, D. G. - Holocene Regressive Littoral Sand. Costa de Nayarit. México. In: Development in Sedimentology. V.1. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Proc. VI. Int. Sed. Congr. Belgium. El sevier Public. Comp. New York. p. 76-82. 1964.
- 81 - DALY, R. A. - The changing world of the Ice-Age. Yale Univ. Press, 1934.
- 82 - DAVIES, J. L. - A morphologic approach to world shore-lines. In: Mortensen Sonderheft Z. Geomorph., 8:127-142. 1964.
- 83 - DAVIS, W. M. - Geographical Essays. Dover Publications, Inc., 1909, 777 p. (reimpresso em 1954).

- 84 - DINIZ, S. M. - Comunidade da Guarda do Embaú e comunidade da Pinheira. UFSC, Programa de Pós-Graduação em Ciências Sociais. Florianópolis, v. I e II, 1976.
- 85 - DOEGLAS, D. J. - The structure of sedimentary deposits of braided rivers. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 262-B, 1962. 85 p.
- 86 - DONALSON, A. C. (Ed.) - Some Appalachian coals and carbonate models on ancient shallow-water deposition. West Virginia Geol. Econ. Survey, 1969. 384 p.
- 87 - DOUBECK, Rodolfo - Mapa geomorfológico da área entre os rios Massiambu e da Madre (original em rascunho), inédito.
- 88 - DUANE, D. J. - Significance of skewness in recent sediments, Western Pimlico Lound, North Carolina. J. Sed. Petrol., 34(4):864-874, 1964.
- 89 - DUARTE, G. M. - Distribuição e localização de sítios arqueológicos tipo sambaqui na Ilha de Santa Catarina. Anais do Museu de Antropologia, UFSC, Florianópolis, 4:31-60, 1971.
- 90 - \_\_\_\_\_ - O futuro do litoral de Santa Catarina. In: Geosul. Ed. da UFSC. Florianópolis, 3(6):39-62, 2º sem. 1988.
- 91 - DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. - Principles of stratigraphy. New York, John Wiley and sons Inc, 1957.
- 92 - EASTON, W. H. - Invertebrate paleontology. New York, Harper & Brothers Publishers, 1960. 701 p.
- 93 - EMERY, K. O. - Marine geology of Guam. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 403B:1-76, 1962.
- 94 - \_\_\_\_\_ & FOSTER, J. F. - Water tables in marine beaches. J. Marine Res.(Sears Found. Marine Res.) 7(3):644-654. 1948.
- 95 - EVANS, O. F. - The classification and origin of cusps. Journ. Geology. 46:615-617, 1938.
- 96 - FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic changes in sea-level. Phys. Chem. Earth, 4:99-185, 1961.
- 97 - \_\_\_\_\_ - African Ice-Age aridity. Problems in Paleoclimatology, p. 356-360, 1964.
- 98 - \_\_\_\_\_ - Shellfish-eating preceramic indians in coastal Brazil. Science, 191:353-359, 1967.
- 99 - FERM, C. & CAVAROC Jr., V. V. - A non marine sedimentary model for the Alleghany rocks of West Virginia. Geol. Soc. Am. Special Paper, 106. 1968.

- 100 - FINKEL, H. J. - The Barchans of Southern Peru. Jour. Geol. 67 (6):614-647, 1959.
- 101 - FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H. - Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Geol. Soc. Trans., vol. 17, 1967.
- 102 - FISK, H. N. - Fine grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., 1947, 82 p.
- 103 - FISK, H. N. - Mississippi River Valley geology relation to river regime. Trans. Am. Soc. Civil Engrs., 117:667-682, 1952.
- 104 - FOLK, R. L. & WARD, W. C. - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameter. Journal of Sedimentary Petrology. Tulsa, 27(1):3-26, 1957.
- 105 - FRIEDMAN, G. M. - Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sedin. Petrology, 31:514-529. 1961.
- 106 - FUNDAÇÃO DE AMPARO A TECNOLOGIA E AO MEIO AMBIENTE (FATMA)- Mapa do Parque da Serra do Tabuleiro, em escala 1:100.000, Santa Catarina, 1978.
- 107 - GIBBS, R. J. - The geochemistry of the Amazon River system: part I - the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geol. Soc. Am. Bull., 78(10):1203-1232, 1967.
- 108 - GILBERT, C. G. - The transportation of debris by running water. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 86, 1914. 262 p.
- 109 - GILBERT, G. K. - Lake Bonneville. U.S. Geol. Surv., Mon. I:47-57, 1890.
- 110 - GLENNIE, K. W. - Desert Sedimentary Environments. Elsevier, Amsterdã, 1970, 222 p.
- 111 - GODOLPHIN, M. - Geologia do Holoceno costeiro da área do Rio Grande, RS. Dissertação de Mestrado. UFRS, 1976.
- 112 - GOLDSMITH, V. - Costal processes of a barrier island complex and adjacent ocean floor: Monomay Island - Nauset spit, Cape Cod, Massachussets. Ph.D. Dissertation, Univ. Massacusstes, 1972. 469 p.
- 113 - \_\_\_\_\_ & COLONNEL - Effects of nonuniform wave energy in the littoral zone. Am. Soc. Civil Engrs. Proc. 12th Conf. On Costal Eng., pp. 767-785. 1970.

- 114 - \_\_\_\_\_ et al. - The influence of waves on the origin and development of the offset costal of the Delmarwa Peninsula. Second International Estuarine Conf., Geol Sec. - Coarse - grained sediment transport and accumulation in estuarius, Mirtle Beach, South Carolina, October 15-18, 1973. Pp. 183-200.
- 115 - GOMES JR., F. C. - Geologia dos depósitos de conchas calcárias no Estado de Santa Catarina. Relatório Interno, 119 Distrito DNPM, Florianópolis, 1986, 17 p.
- 116 - \_\_\_\_\_. - Geologia do Cenozóico de Santa Catarina. In: SILVA. L.C. da & BORTOLUZZI, C. A. - Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Florianópolis, 119 Distrito do DNPM; Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987, 216 p.
- 117 - GRIFFITHS, J. C. - Size versus sorting in some Caribbean sediments. J. Geol., 59(3), 1951.
- 118 - GUILCHER, A. - Morfologie littorale et sous-marine. Paris, Presses Universtaires de France, 1954. 216 p.
- 119 - \_\_\_\_\_ - Coastal and Submarine Morphology. New York, Jonh Wiley & Sons Inc., 1958.
- 120 - HACK, J. T. - Dunes of Western Navajo Country. Geogr. Rev. New York, (31):240-263, 1941.
- 121 - HAYES, M. O. - Morphology of sand accumulation in estuaris. In: CRONIN, L. E. (Ed.), Estuarine research. New York. Academic Press, (2):3-22, 1975.
- 122 - HEDGEPEETH, J. W. - Classification of marine enviroments. In: Treatisc on marine ecology and paleoecology. GSA memoir 67. USA, 1:17-28, 1957.
- 123 - HICKIN, E. J. - A newly identified process of point bar formation in natural streams. Am. J. Sci., 267(8):999-1010, 1969.
- 124 - HJULSTROM, F. - Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Univ. Upsala, Geol. Inst. Bull., 25:221-527, 1935.
- 125 - HOOKE, R. L. B. - Process on arid-region alluvial fans. The Jour. Geology, 75(4):438-460, 1967.
- 126 - HORTON, R. F. - Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull., 56(3):275-370, 1945.
- 127 - INMAN, D. L. - Sediment sorting in the light of fluid mechanics. J. Sedim. Petrology, 19:51-70. 1949.

- 128 - \_\_\_\_\_ - Measures for describing the size distribution of sediments. J. Sedim. Petrology, 22(3):125-145. 1952.
- 129 - \_\_\_\_\_ - Shore processes. In: McGraw-Hill Enciclopedia of Science and Technology, p. 300-306, 1960.
- 130 - \_\_\_\_\_; EWING, G. C. & CORLISS, J. B. - Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. Geol. Amer. Bull. 77:787-802, 1966.
- 131 - \_\_\_\_\_ & FILLOUX, J. - Beach cycles related to tide and local wind wave regime. Journ. Geol. Chicago, 68(2):225-231, 1960.
- 132 - IRVING, E. - Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. John Wiley & Sons, New York, 1964, 399 p.
- 133 - JEFFREYS, H. - On the formation of water waves by wind. Proc. Ray Society. Serie A, (107):189-206, 1925.
- 134 - JOHNSON, D. W. - Shore processes and shoreline development. New York, J. Wiley, 1919 (reeditado em 1972). 584 p.
- 135 - JONES, O. T. - The geology of the Colwyn Bay district; a study of submarine slumping during the Salopain period. Quat. Jour. Geol. Soc. London, 95:335-376, 1939.
- 136 - JOPLING, A. V. & RICHARDSON, E. V. - Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. J. Sedim. Petrology, (9):821-825, 1966.
- 137 - JOST, H. & MARTINS, L. R. - Feixes de Restinga da Ilha de Santa Catarina. Brasil. Pesquisas do Instituto de Geociências URGs. Porto Alegre, 1:57-67, 1972.
- 138 - JUSTUS, A. do R. M. - Contribuição ao estudo dos paleossolos da Ilha de Santa Catarina. Salvador, Instituto de Geociências, 1985. 135 p. (Dissertação de Mestrado).
- 139 - KAUL, P. F. T. - Projeto Brusque-Serra do Taboleiro. BRASIL. Convênio DNPM/CPRM, Porto Alegre, 1976, 165 p. (Relat. Inédito).
- 140 - KEILHACK, K. Die verlandung der suvinep porte. Jahred der Geog. Gessell. Grafswarld. XII:235-485.
- 141 - KER, J. C. et al. - Pedologia. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SH 22 Porto Alegre e parte das folhas SH 21 Uruguaiana e SI 22 Lagoa Mirim. No prelo.
- 142 - KINDLE, E. M. - Recent and fossil ripple marks. Canadian Geol. Surv. Museum Bull. 25. 1917.

- 143 - KING, C. A. M. - Beaches and coasts. (Reimpressão) London, Edward Arnold Publ. Ltd., 1961. 403 p. (2. ed, 1972).
- 144 - \_\_\_\_\_ - Techniques of geomorphology. London, E. Arnold, 1966.
- 145 - KLEIN, R. M. - Fisionomia, importância e recursos da vegetação do Parque da Serra do Tabuleiro. Sellowia Itajaí, 33(33):5-54, dez. 1981.
- 146 - \_\_\_\_\_ - Aspectos dinâmicos da vegetação do sul do Brasil. Sellowia. Itajaí, 36(36):5-54, jul. 1984.
- 147 - KOMAR, P. D. - Relative Quantities of suspension versus bed-load transport on beach. Jour. Sedim. Petrol., 48:921-932, 1978.
- 148 - KRUMBEIN, W. C. - Size frequency distribution of sediments. Journal of Sedim Petrol., 4:65-77, 1934.
- 149 - \_\_\_\_\_ & SLOSS, L. L. - Stratigraphy and sedimentation. 2. ed., W. H. Freeman and Co., San Francisco e London, 1963.
- 150 - KRYNINE, P. H. - Petrology, stratigraphy and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut. Connecticut State Geol. and Nat. Hist. Surv., Bull. 73, 1950.
- 151 - KUENEN, Ph. H. - Marine Geology. New York, John Wiley & Sons, 1950. 568 p.
- 152 - KUHLMAN, H. - Kornstorrlser i Klit-og Strandsand Meddlelser Fra Skalling. Laboratoriet. Kbenhavn, 16:20-56, 1959a.
- 153 - \_\_\_\_\_ - Sandflugt og Klitdannelse Meddelelser Fra Skalling. Laboratoriet, Kbenhavn, 16:1-19, 1959b.
- 154 - LABOREL, J. - Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in Quaternary. São Paulo, 193-211, 1979.
- 155 - LAMEGO, A. R. - Restingas na Costa do Brasil. BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, Bol. 96, 1940. 63 p.
- 156 - LATTMAN, L. H. - Cross section of a flood plain in a most region of moderate relief. Jour. Sed. Petrol. 30 (2):1355-1402, 1960.
- 157 - LEINZ, V. & AMARAL, S. E. do. - Atividade geológica do vento. In: Geol. Geral. São Paulo, Ed. Nacional, 1980, p. 123-128.

- 158 - \_\_\_\_\_ & MENDES, J. C. - Vocabulário Geológico. São Paulo, Cia. Ed. Nacional, 1959, 180 p.
- 159 - LELIAVSKY, S. - An introduction to fluvial hydraulics. Constable. London, 1955.
- 160 - LEOPOLD, L. B. - Downstream change of velocity in rivers. Am. Jour. Sci., 251(8):606-624, 1953.
- 161 - \_\_\_\_\_ & MADDOCK, T. - The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Surv., Prof. Papers, 252:1-57, 1953.
- 162 - \_\_\_\_\_ & WOLMAN, M. G. - River channel patterns: braided, meandering and straight. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 282 B:29-84, 1957.
- 163 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - River meanders. Bull. Geol. Soc. Am., 71:769-794, 1960.
- 164 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & MILLER, J. P. - Fluvial processes in geomorphology. San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1964, 522 p.
- 165 - LONG, J. T. & SHARP, R. P. - Barchan-dune movement in Imperial Valley, Geol. Soc. Am. Bull. 75:149-156, 1964.
- 166 - MACLAREN, C. - The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. The Scotsman Office. Edinburg, 1841 (também: Amer. J. Sci., 42:346-365, 1842).
- 167 - MAGNANINI, A. & NEHAB, M. A. F. - Trabalhos preliminares para a elaboração do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro. Rio de Janeiro, FEEMA, 1976, 46 p.
- 168 - \_\_\_\_\_. - Plano diretor do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (Est. SC.). Convênio Fund. Est. De Eng. Do Meio Ambiente (FEEMA)/Fund. de Amp. à Tec. E Meio Ambiente (FATMA), 1976 (Relat. Inédito).
- 169 - MARTIN, L. & SUGUIO, K. - Coastal Quaternary deposits of the states of Paraná and Santa Catarina. In: International Simpósium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines, São Paulo, 1986, 124 p.
- 170 - \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ & FLEXOR, J. M. - Informações fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária: Exemplos da costa do Brasil. Revista Pré-História. São Paulo, VI:128-147, 1984.
- 171 - \_\_\_\_\_, MORNER, N. A., FLEXOR, J. M. & SUGUIO, K. - Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Boletim I.G. U.S.P. São Paulo, publicação especial (4):1-161, 1986.

- 172 - \_\_\_\_\_, SUGUIO, K., FLEXOR, J. M. & AZEVEDO, A. E. G. - Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina, escala 1:200.000, texto explicativo e mapa. Brasília, DNPM, 1988, 40 p.
- 173 - MARTINS, L. R. S. - Sedimentologia da Ilha de Santa Catarina. I - Areias praias. Pub. Esp. Esc. Geol., Porto Alegre, (18):1-55, maio 1970.
- 174 - MASON & FOLK - Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. J. Sedim. Petrology, 28:211-226. 1958.
- 175 - MAY, J. P. & TANNER, W. F. - The littoral power gradient and shore-line changes. In: COATES, D. R. (Ed.), Coastal Geomorphology. State Univ. New York at Binghamton, 1973. Pp. 43-60.
- 176 - McGEE, J. W. - Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Am., 8:87-112, 1897.
- 177 - McGOWEN, J. H. & GARNER, L. E. - Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. Sedimentology, 14(1/2):77-111, 1970.
- 178 - McKEE, E. D. - The Coconino Sandstone - it's history and origin. Carnegie Inst. Washington, (440):78-115, 1933.
- 179 - \_\_\_\_\_ - Small-scale structures in the Sandstone of northern Arizona. Jour. Geol. 53(5):313-325, 1945.
- 180 - \_\_\_\_\_ - Facies changes in the Colorado Plateau. The Geol. Soc. & America. New York, Memoir, 39:35-48, 1949.
- 181 - \_\_\_\_\_ - Primary structures in some recent sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 41(8):1704-1747, 1957.
- 182 - \_\_\_\_\_ - Experiens on ripple lamination. In: MIDDLETON G. W. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec Publ. 12:66-83, 1965.
- 183 - \_\_\_\_\_ - Structures of dunes at White Sands National Monuments, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology. Amsterdã, 7(1):1-70, 1966.
- 184 - \_\_\_\_\_ - Sedimentary structures in dunes, in Mckee (org.), A study of global sand seas, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 1052:87-137, 1979.
- 185 - \_\_\_\_\_ & STERRET, T. S. - Laboratory experiments on form and structures of longshore bars and beaches. In: PETERSON, N. A. & OSMON, G. C. ed. Geometry of sandstones bodies. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, p. 13-25, 1961.

- 186 - \_\_\_\_\_ & TIBBITTS, G. C. - Primary structures of a seif dune and associated deposits in Lybia. Jour. Sed. Petrology, 34(1):5-17, 1964.
- 187 - \_\_\_\_\_ & WEIR, G. W. - Terminology for stratification in sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 34:381-390, 1953.
- 188 - \_\_\_\_\_; CROSBY, E. J. & BERRYHILL, H. L. - Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June, 1965. J. Sedim. Petrol., 37:829-851, 1967.
- 189 - McLEAN, R. F. - Origin and development of ridge-furrow systems in beachrock in Barbados, West Indies. Marine Geology, 5:181-193, 1967.
- 190 - MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G. - Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro, Petrobrás, 1971. 124 p.
- 191 - MEIS, M. R. M. - As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. Academia Bras. Ciênc., An., 49(3):443-459, 1977.
- 192 - \_\_\_\_\_, MACHADO, M. B. & CUNHA, S. B. - Note on the distribution and origin of late Quaternary ramps near Rio de Janeiro, Brazil. Ac. Bras. Ciênc., An., 47(Supl.):269-275, 1975.
- 193 - MENDES, J. C. - Elementos da Estratigrafia. São Paulo, T. A. Queiroz/Ed. da Universidade de São Paulo, 1984.
- 194 - \_\_\_\_\_; BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - Estratigrafia e sedimentologia, geologia estrutural, aerofotogeologia. In: BRASIL, Enciclopédia Brasileira. Bibl. Univ. Cap.3: Ambientes de Sedimentação. Brasília, MEC/Inst. Nac. do Livro, 1972.
- 195 - MERK, G. P. - Great sand dunes of Colorado. Guide to the Geology of Colorado. Rocky Mt. Assoc. Geologists p. 127-129, 1960.
- 196 - MILLIMAN, J. D. & EMERY, K. O. - Sea levels during the past 35.000 years. Science, 162:1121-1123, 1968.
- 197 - MONTEIRO, C. A. F. - Esboço geomorfológico. In: Atlas Geográfico de Santa Catarina, Departamento Estadual de Geografia e Cartografia, mimeografado, Florianópolis, 1958.
- 198 - MOODY-STUART, M. - High-and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. J. Sedim. Petrol., 36, 1102, 1966.
- 199 - MORISAWA, M. - Streams: Their dynamics and morphology, McGraw Hill Book Co., 1968. 175 p.

- 200 - MORNER, N. A. - The Pleistocene/Holocene boundary. A proposed boundary stratotype in Gothenburg. Sweden Boreas, 5:193-275, 1976.
- 201 - MORNER, N. A. - Earth's movements paleoceanography paleoclimatology and eustasy: major events in the Cenozoic. of the North Atlantic. Geol. Foren. Stock, Forh., 102:261-268, 1980.
- 202 - MUNK, W. H. & SARGENT, M. C. - Adjustment of Bikini atoll to ocean waves. Trans. Am. Geogr. Union, 29(6):855-860. 1948.
- 203 - \_\_\_\_\_ & TAYLOR, M. A. - Refraction of ocean waves; a process linking underwater topography to beach erosion. Jour. Geology, 55:1-26. 1947.
- 204 - MURPHY, M. A. & SCHLANGER, S. O. - Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 46:457-477, 1962.
- 205 - NEDECO (Netherlands Engineering Consultants) - River studies and recommendations on improvement of Niger and Benue. North Holland, Amsterdam, 1959, 1.000 p.
- 206 - NORRYS, R. & NORRYS, K. S. - Algodones dunes of Southeastern California. Geol. Soc. Amer. Bull. 72:605-620, 1961.
- 207 - OENNING, I. et al. - Pedologia. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SG 22 Curitiba e parte da folha SG 21 Assunción e folha SG 23 Iguape. No prelo.
- 208 - OPDYKE, N. D. - Paleoclimatology and paleomagnetism in relation to polar wandering and continental drift. PhD. thesis, Univ. Durham. England, 1958, 235 p.
- 209 - \_\_\_\_\_ & RUNCORN, S. K. - Wind direction in the Western United States in the Late Paleozoic. Geol. Soc. Amer. Bull. 71 (7):959-972, 1960.
- 210 - ORE, H. T. - The braided streams depositional environment, Univ. Wyoming, PhD. Thesis. 1963.
- 211 - \_\_\_\_\_ - Characteristic deposits of rapidly aggrading streams. Wyoming Geol. Assoc. 19th Field Conference Guidebook, 1965.
- 212 - OTTO, G. H. - A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sedimentation. Journal of Sedimentary Petrology. Tulsa, 9:62-76, 1939.

- 213 - PEACOCK, J. D. - Contorted beds in the Permo-Triassic eolian sandstones of Morayshire. Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., 24:157-162, 1966.
- 214 - PELUSO Jr, V. A. - O relevo de Santa Catarina. Departamento Estadual de Geografia e Cartografia, Florianópolis - SC, 1952.
- 215 - \_\_\_\_\_ - O relevo do território catarinense. Geosul, Florianópolis, Ed. UFSC. Ano 1(2):7-69, 2º sem. 1986.
- 216 - PEPPER, J. F.; DE WITT Jr., W. & DEMAREST, D. F. - Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 259, 1954.
- 217 - PETHICK, J. - An introduction to coastal geomorphology. London, Edward Arnold, 1984.
- 218 - PIRES NETO, A. G. - Terminologia aplicada aos processos e à morfologia litorânea. Notícias geomorfológicas. 18 (35):45-69, 1978.
- 219 - POOLE, F. G. - Paleowind directions in Late Paleozoic to Middle Mesozoic time on the Colorado Plateau. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-D. (163):147-151, 1962.
- 220 - \_\_\_\_\_ - Paleowinds in the western United States. Problems in Palaeoclimatology. London, p. 394-405, 1964.
- 221 - POPP, J. H. - Introdução ao estudo da estratigrafia e da interpretação de ambientes de sedimentação. Curitiba, Scientia et Labor, 1987, 326 p.
- 222 - POWEL, J. W. - Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries. Smithsonian Institution, Washington, 1875.
- 223 - POWER, W. R., Jr. - Backset bedding in the Coso Formation, Inyo County, California. J. Sedim. Petrology, 31:603-607, 1961.
- 224 - PRICE, W. A. - Barrier island, not offshore bar. Science. 113:487-488, 1951.
- 225 - \_\_\_\_\_ - Sedimentology and Quaternary Geomorphology of South Texas, Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans. 8:41-75, 1958.
- 226 - \_\_\_\_\_ - Stages of oxidation coloration in the dune barrier sands with age. Geol. Soc. Amer. Bull. 73:1281-1284, 1962.
- 227 - QUADROS, Márcia - Tabuleiro: 10 anos sem infra-estrutura. Diário Catarinense, Florianópolis, 5 jun., 1988, p. 13.
- 228 - RADAMBRASIL, Projeto - Mapa Geomorfológico, em escala 1:1.000.000. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986a, 173 p.

- 229 - \_\_\_\_\_ - Mapa do Levantamento Exploratório do Solo, em escala 1:1.000.000. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986b, 173 p
- 230 - \_\_\_\_\_ - Vegetação. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986c, 173p.
- 231 - REDMAN, J. B. - On the alluvial formations and the local changes of the South Coast of England. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XI:162-203, 1852.
- 232 - REINECK, H. E. & SINGH, I. B. - Depositional sedimentary environments. Springer Werlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1973. 439 p.
- 233 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Depositional sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics. 2. ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 549 p.
- 234 - REITZ, P. R. - Parque do Maciambú (exposição de motivos para a sua criação). Anuário Brasileiro de Economia Florestal. Rio de Janeiro, 12(12):196-210, 1960.
- 235 - \_\_\_\_\_ - Vegetação da zona marítima de Santa Catarina. Sellowia. Itajaí, 13(13):17-115, 1961.
- 236 - \_\_\_\_\_ - Criação do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (Exposição de Motivos). SANTA CATARINA, Secretaria de Tecnologia e Meio Ambiente GAB/043/75. (s. ed.), 1975.
- 237 - \_\_\_\_\_ - Restauração da fauna desaparecida na baía da do Maciambú. In: Sellowia. Série zoologia nº 2. Florianópolis, FATMA (Fund. Amp. Tecn. M. Amb.), 1982.
- 238 - RICCI, M. & PETRI, S. - Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica. Biblioteca Universitária. Ciências Aplicadas 2. Companhia Editora Nacional, 1965. 226 p.
- 239 - ROBINSON, A. H. W. - Residual currents in relation to shoreline evolution of the east anglian coast. Marine Geol., 4:57-84, 1966.
- 240 - RUHE, R. V. - Geomorphic process and superficial geology. Geomorphology. Houghton Mifflin Company. Boston, 1975. 246 p.
- 241 - RUSNAK, G. A. - Littoral, bay and lagoon sediments. In: Marine sediments. Reprints from McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology. 132-133, 1960. Lamont Geol. Obs. Contr. nº 452.
- 242 - RUSSEL, R. J. - Alluvial morphology of Anatolian rivers. Ann. Assoc. Am. Geogr., 44:363-391, 1954.

- 243 - SANDERS, J. E. - Concepts of fluid mechanic provided by primary sedimentary structures. J. Sed. Petrol., 33 (1):173-179, 1965
- 244 - SCHUMM, S. A. - Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. G. S. A. Bull. 67:597-646, 1956.
- 245 - \_\_\_\_\_ - The shape of alluvial channels in relation to sediment type. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 352-B:17-30, 1960.
- 246 - \_\_\_\_\_ - Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 352-C:31-70, 1961.
- 247 - \_\_\_\_\_ - A tentative classification of alluvial river channels. U.S. Geol. Surv. Circular, 477:1-10, 1963.
- 248 - SHARP, R. P. - Wind ripples. Jour. Geol. 71:617-636, 1963.
- 249 - \_\_\_\_\_ - Kelso Dunes, Mojave Desert, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 77:1045:1074, 1966.
- 250 - SHEPARD, F. P. - Submarine geology. New York, Harper and Brothers, 1948.
- 251 - \_\_\_\_\_ - Beach cycle in Southern California. Depto of the Army Corps of Engeneers. Beach Erosion Board. Tech. Memor. 20:1-26, 1950.
- 252 - \_\_\_\_\_ - Revised nomenclature for depositional coastal features. In: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 36(10):1.902-1.912, 1952.
- 253 - \_\_\_\_\_ - High-velocity turbidity currents-discussion. Proc. Royal Soc. A., 222:323-326, 1954a.
- 254 - \_\_\_\_\_ - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrol. 24(3):151-158, 1954b.
- 255 - \_\_\_\_\_ - Gulf Coast Barriers. In: Recent Sediments. Northwest Gulf of México. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, p. 338-384, 1960.
- 256 - \_\_\_\_\_ - Thirty five thousand years of sea level. In: Essay in Marine Geology in Honor of K. O. Emery, p. 1-10. Univ. of Southern California, 1963.
- 257 - \_\_\_\_\_ & DILL, R. F. - Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally. Chicago, 1966. 381 p.
- 258 - \_\_\_\_\_ & INMAN, D. L. - Nearshore circulation related to bottom topography and wave refraction. Trans. Am. Geoph. Union. 31(2):192-212, 1950.

- 259 - \_\_\_\_\_ & LAFOND, E. C. - Sand movements along the Scripps Institution pier. Am. Journ. Sci. 238:272-285, 1940.
- 260 - \_\_\_\_\_; SULLIVAN & WOOD - Greatly accelerated currents in submarine canyon head during optimum astronomical tide-producing conditions (separata sem informação do periódico). S/data.
- 261 - \_\_\_\_\_ & YOUNG, R. - Distinguishing between beach and dune sand. Journ. Sed. Petrol., 31:196-214. 1961.
- 262 - SHROCK, R. R. & TWENHOFEL, W. H. - Principles of invertebrate paleontology. 2ed. New York, McGraw-Hill Book Company Inc., 1953. 816 p.
- 263 - SILVA, L. C. - Geologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L. C. da & BORTOLUZZI, C. A. - Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina-E= 1:500.000. 11º Distrito DNPM/CRM, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987. 216 p.
- 264 - SILVA, L. C. & BORTOLUZZI, C. A. (eds) - Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina-E= 1:500.000. Florianópolis, DNPM/CRM, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987. 216 p.
- 265 - SIMONS, D. B.; RICHARDSON, E. V. & ALBERTSON, M. L. - Flume studies using medium sand (0,45 mm). U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1498-A:76. 1961.
- 266 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & NORDIN, C. F. Jr. - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists, Sp. Publ. 12:34-52, 1965a.
- 267 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Forma generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. And Mineralogists, Sp. Publ. 12:34-52, 1965b.
- 268 - SMITH, H. T. U. - Physical effects of Pleistocene climatic change in nonglaciaded areas: eolian phenomena, frost action, and stream terracing. Geol. Soc. Am. Bull. 60:1485-1516, 1949.
- 269 - SMITH, N. D. - The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some silurian clastic rocks, North-central Appalachians. Geol. Soc. Am. Bull., 81(10):2993-3013, 1970.

- 270 - SOKOLOW, N. A., Die Dünen; Bildung, Entwicklung und innerer Bau (German translation from Russian 4th ed., assisted by A. Arzruni): Berlin, Springer, 1894, 298 p.
- 271 - SOLGER, F. - Geologie der Diinen. In: Dünenbuch. Stuttgart, F. Enke, 1910.
- 272 - SPARKS, B.W. - Geomorphology. 3rd impression, Longmans, London, 1961.
- 273 - STAPOR, F. W. - Sediment loudgets on a compartimented low-to-moderate energy coast in northwest Florida. Marine Geology, 10:11-117. 1971.
- 274 - STRAHLER, A.N. & STRAHLER, H. A. - Environmental Geocience - Interation Between Natural Sისტems and Man. p. 411-426, 1973.
- 275 - SUGUIO, K. - Introdução à sedimentologia. São Paulo, Edgard Blücher/Editora da USP, 1973. 317p.
- 276 - \_\_\_\_\_ & BIGARELLA, J. J. - Ambientes de Sedimentação sua interpretação e importância: Ambiente Fluvial. Curitiba, Ed. da Universidade Federal do Paraná/Associação de Defesa e Educação Ambiental - ADEA, 1979. 112 p.
- 277 - \_\_\_\_\_ & MARTIN, L. - Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: Anais Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 1:295-305, 1976.
- 278 - \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M. & AZEVEDO, A. E. G. - Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geociências, São Pulo, 15(4):273-286, 1985.
- 279 - SUNDBORG, A. - The River Klaralven: a study of fluvial processes. Geograf. Ann. 38:127-316, 1956.
- 280 - SYKES, G. C. - The Colorado delta. Carnegie Inst. Wash. Publ., 460:193, 1937.
- 281 - TANNER, W. F. - Eolian ripple marks in sandstone. Jour. Sed. Petrology, 34(2):432-433, 1964.
- 282 - \_\_\_\_\_ - Late Cenozoic history and coastal Morphology of the Apalachicola River Region. Westwern Florida. Deltas in their geological framework. Houston. Geol. Soc. p. 83-97, 1966.
- 283 - \_\_\_\_\_ - Growth rates of Venezuelan beach ridges sediment. Geol., 6:215-220. 1971.

- 284 - \_\_\_\_\_ - Net kinetic energy in littoral transport. Science, 172:1.231-1.232. 1971a.
- 285 - THOMPSON, W. O. - Original structures of beaches, bars and dunes. Geol. Soc. Am. Bull. 48:723-752, 1937.
- 286 - THORNBURY, N. D. - Principles of geomorphology. New York, John Wiley & Sons, 1958. 118 p.
- 287 - TWENHOFEL, W. C. - A treatise on Sedimentation. 2nd. Ed, Baltimore, 1932.
- 288 - UFSM - Levantamento e reconhecimento dos solos do Estado de Santa Catarina. Santa Maria, SUDESUL, 1973. 2.v.
- 289 - VALVERDE, O. - Planalto meridional do Brasil. In: Congresso Internacional de Geografia, 18, Rio de Janeiro. Guia da excursão nº 9, Cons. Nac. de Geografia, 1957. 240 p.
- 290 - VELOSO, H. P. - Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal/Henrique Pimenta Veloso, Antonio Lourenço R. Rangel Filho, Jorge C. A. Lima. Rio de Janeiro, IBGE - Dep. de Rec. Nat. e Est. Ambientais, 1991. 124p.
- 291 - \_\_\_\_\_. & GOES FILHO, L. - Fitogeografia brasileira. Classificação fisionômico-ecológica da vegetação neotropical. Boletim Técnico Série Vegetação. Salvador, Projeto RADAMBRASIL, 1982. 80 p.
- 292 - VIEIRA, P. C. - Variações do nível marinho: alterações eustáticas no Quaternário. Rev. I. G., São Paulo, 2(1):39-58, jan/jun. 1981.
- 293 - VILLWOCK, J. A., TOMAZELLI, L. J., LOSS, E. L., DEHNHARDT, E. A., HORN, N. O., BACHI, F. A. & DEHNHARDT, B. A. - Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 4, 1986 (no prelo).
- 294 - VOLLBRECHT, K. - Die beziehungen zwischen windrichtung und materialversetzender Wellenergie, acta hydrophysica, 4(1):49-65, 1957.
- 295 - WALKER, J. R.; PALMER, R. Q. & KUKIA, J. K. - Recreational surfing on Hawaiian reefs. Am. Soc. Civil Engrs. Proc. 13th. Conf. On Coastal Eng., 1972.
- 296 - WHEELER, W. H. - The sea coast: destruction: littoral-drift: protection. London, 1902. 361 p.
- 297 - WENTWORTH, C. K. - A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology. (30):377-392, 1922.
- 298 - WILLIAMS, E., Intra-stratal flow and convolute folding. Geol. Magaz., 97:208-214, 1960.

- 299 - WILSON, I.G. - Aeolian bedforms; their development and origins. Sedimentology, 19(3/4):173-210, 1972.
- 300 - WRIGHT Jr., H. E. - Late Pleistocene climate of Europe: A review. Geol. Soc. Amer. Bull. 72:933-984, 1961.
- 301 - ZENKOVICH, V. P. - Processes of coastal development. London, Oliver & Boyd, 1967. 738 p.
- 302 - ZEUNER, F. E. - Pleistocene shorelines. Geol. Rundschau, 40:39-50, 1952.

## ANEXOS

### Anexo 1:

Relatório descritivo da área de estudo, datado do Século XVIII, com sugestões referentes à sua ocupação. Acompanha esboço da área.

"O Campo de Arassatuba, vai demonstrado no Dezenho incluso, signalado com as Letras N.N.

O seu maior cumprimento em huma linha de Norte a Sul, he de 3650 Brasas, do porto do Escaler C, até a margem do Rio Embahú G. A sua largura em parte he maior, e em outra menor, como mostra o mesmo Dezenho.

Pela parte do Norte e Leste, he dividido pelo Mar, A,B, C,D,E. Pela parte de Oeste, se divide com o Rio dos fugidos A, e com hum Panatano impenetravel M.N. E pelo Sul, com o Rio da Madre H, e Rio de Embahú G.

Dentro destas divizoens se acha o Lugar da Guarda de Embahú F, cituada em 50 Brasas de terra em quadro, que se tirarão da data de José Furtado, a quem forão concédidas 300 Brasas de frente, com 1000 de fundos, mais ou menos; as quais chegão até a linha de pontilhos.

Tambem se acha incluído no mesmo Campo hum Morrete de Matto L, que foi concedido a Manoel da Roza de Freitas já falecido: E nos fundos do dito Campo, Letra U, se acha tambem estabelecido João Fernandes em terras de Matto.

O Referido Campo tem dentro em si, em varias partes, alguns Capoens de Matto, que sendo cultivados, não só podem produzir Mandioca, Milho, Feijão, como depois excelente campo de bom pasto. Tambem tem varios Faxinaes, e Tiriricaes, que perseguindo-se com fogo, podem muito bem aumentar o campo.

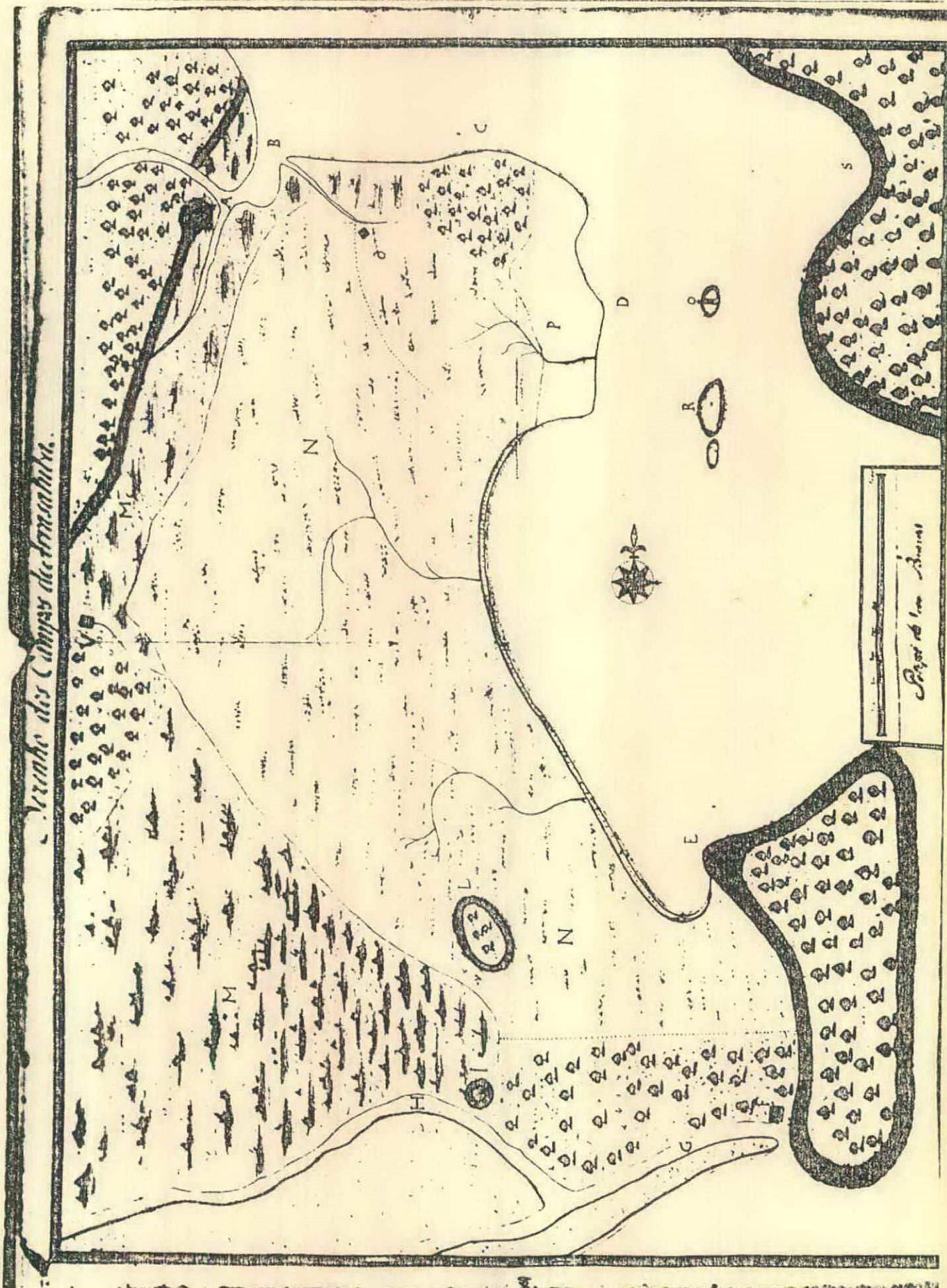
No Estado em que actualmênte se acha o Referido Campo, podem introduzier-se nelle até 500 Vacas, e alem destas os Touros Competentes para a sua produção; e Animaes mansos para o seu costeiro, sendo preciso para isso hum Capatás e tres Piaens.

Devem haver tres Rodeios diferentes para os gados. O 1º no lugar da Estancia, Letra O - o 2º no Rincão denominado Capivari merim ao pé do Morrete L - o 3º no lugar denominado Rincão de dentro, junto ás terras de João Fernandes, Letra U, advertindo que este ultimo Rincão, só serve para engordar, e não para criar, porque morrem as crias, segundo as informações que há.

Dentro do mesmo Campo há sufficiente quantidade de agoa para os gados, em diferentes partes e a pequenas distancias.

Villa de N. Snr.<sup>a</sup> do Desterro da Ilha de Santa Catharina a 20 de Abril de 1798.

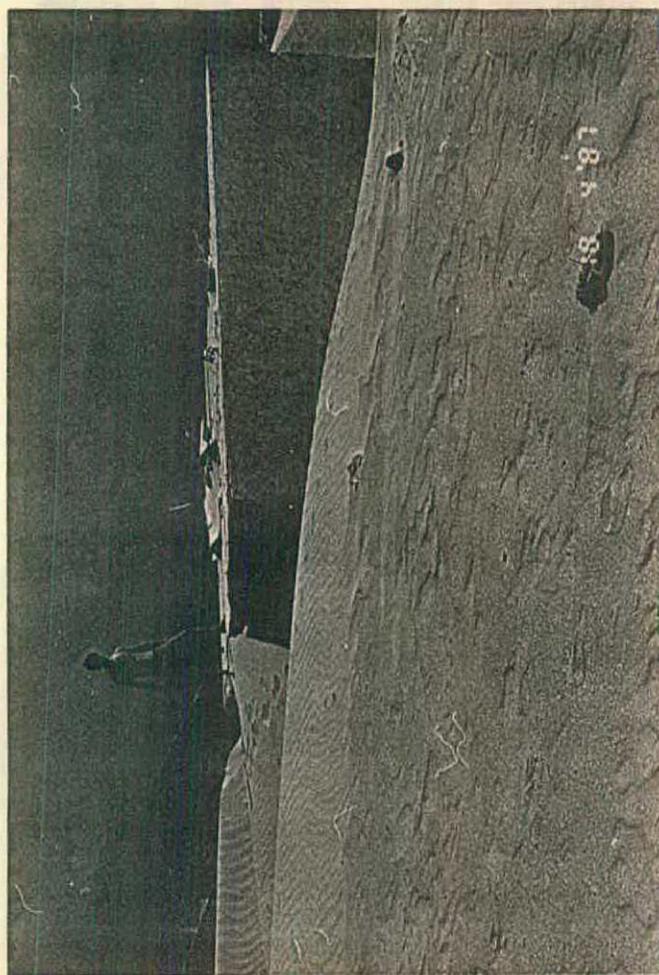
João Alberto de Mir.da Rib.o

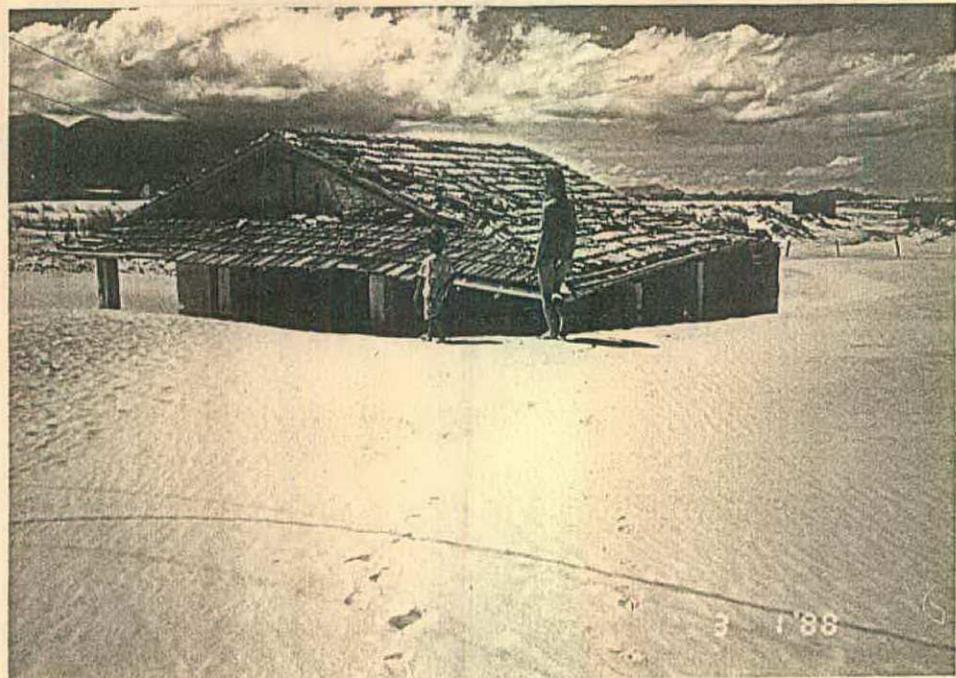


Anexo 2:

Fotos - Soterramento de casas de veraneio, pelas dunas, na Praia do Sonho (Tômbolo dos Papagaios Grande).









# MAPA GEOMORFOLÓGICO

MAPA ELABORADO POR RODOLPHO DOUBEK E MODIFICADO POR MAGALY MENDONÇA (DISSERTAÇÃO DE MESTRADO)

Origem e evolução da planície do campo de ARAÇATUBA - PALHOÇA .SC

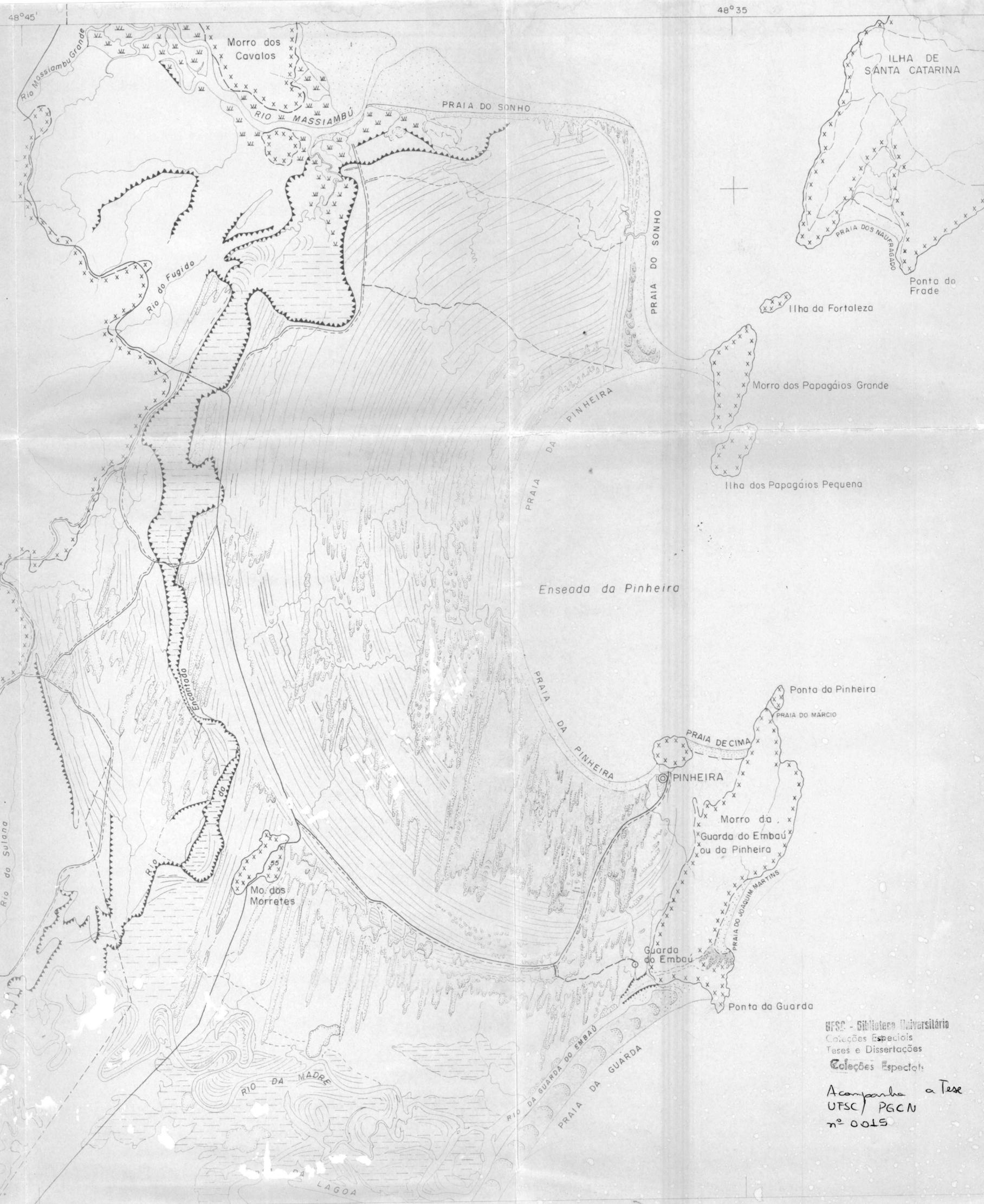
## LEGENDA

### FORMAÇÕES COSTEIRAS

- |   |                    |   |                  |
|---|--------------------|---|------------------|
|  | Morros cristalinos |  | Desnivelamento   |
|  | Duna móvel         |  | Brejos           |
|  | Duna fixa          |  | Planície de maré |
|  | Restingas          |  | Banco submerso   |
|  | Arcos de meandro   |   |                  |

Escala aprox. 1: 25 000

250 0 250 500 750 1000m



UFSC - Biblioteca Universitária  
 Coleções Especiais  
 Teses e Dissertações  
 Coleções Especiais

Acompanha a Tese  
 UFSC / PGCN  
 nº 0015

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE CIENCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS

CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

**ORIGEM E EVOLUÇÃO  
DA PLANÍCIE DO CAMPO DE  
ARAÇATUBA**

PALHOÇA - SC

*MAGALY MENDONÇA*

Orientador: Prof. Dr. JOAO JOSÉ BIGARELLA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos  
Naturais

Florianópolis, SC.

maio, 1991

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

CENTRO DE CIENCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS

CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

ORIGEM E EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE DO CAMPO DE ARAÇATUBA

PALHOÇA - SC

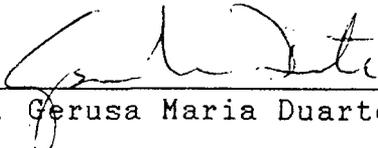
MAGALY MENDONÇA

Dissertação submetida ao curso de Mestrado em Geografia, Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Departamento de Geociências, do Centro de Ciências Humanas da UFSC, em cumprimento parcial dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

APROVADA PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM 10 /05/ 1991.

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. João José Bigarella Orientador

\_\_\_\_\_  
Profª Dra. Dirce Maria Antunes Suertegaray Membro

  
\_\_\_\_\_  
Profª Ms. Gerusa Maria Duarte Membro

  
\_\_\_\_\_  
Profª Ms. Neide de Oliveira Almeida Membro/  
Suplente

Florianópolis, SC.  
maio, 1991

Para a realização deste trabalho tive a inestimável colaboração, intelectual e braçal, de Heitor Kamigashima (esposo) e Sandro Mendonça (irmão).

A Terukichi e Setsu Kamigashima  
, pela acolhida carinhosa durante a  
' fase de redação deste trabalho.

## **AGRADECIMENTOS**

Toda realização é fruto de um esforço coletivo que o autor dirige. Sou muito grata a todos que me acompanharam e auxiliaram durante a gestação deste trabalho. Muito obrigada. Na impossibilidade de citar a todos, registro aqui meus agradecimentos especiais:

Ao orientador, Prof. Dr. João José Bigarella pela confiança, incentivo e experiência transmitida.

Ao CNPq e Capes pelos auxílios recebidos.

A coordenadoria do curso, em especial aos Professores Luis Fernando Scheibe e Odair Gercino da Silva, que durante suas gestões, acolheram as solicitações feitas, sempre intervindo para a conclusão deste trabalho.

As professoras Gerusa Maria Duarte, Dolores Maria Buss e Neide de Oliveira Almeida, pelos ensinamentos, amizade, apoio e compreensão, principalmente na fase final de realização deste.

Ao Prof. Armen Mamigonian, amigo, que além do incentivo e experiência transmitida, colaborou no transporte das amostras de sedimentos para São Paulo, empenhando-se na agilização das análises.

A Lúcia Herrmann e Gilberto dos Santos, colegas de curso e amigos, que colaboraram em diferentes fases do trabalho.

A Zacarias Lima pela arte que emprestou no desenho dos perfis e mapa geomorfológico.

A Tia Vane, entre outras tantas coisas, pelo empréstimo de sua casa, base de apoio para os trabalhos de campo.

A Marione Vieira pelo apoio nas atividades diárias.

A Eletrosul, que através dos colegas da DELT concedeu liberação para os trabalhos de campo e inicialização no uso do computador.

A SEPLAN (Secretaria de Planejamento), que através dos colegas Cesar de Melo Cardoso, Amilton do Nascimento e Isa de Oliveira Rocha, cedeu grande parte do material cartográfico.

Ao laboratório de Sedimentologia do Instituto Oceanográfico da USP, nas pessoas da Prof<sup>a</sup> Beatriz, Clodoaldo e Maria Helena.

Aos professores e colegas do mestrado que contribuíram com experiência, incentivo e exemplo.

A minha família pelo incentivo, compreensão e apoio.

## SUMARIO

1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - METODOLOGIA.....	4
3 - ETAPAS DE TRABALHO.....	6
3.1 - De Campo.....	6
3.2 - De Laboratório.....	6
3.3 - De Gabinete.....	7
A - Base cartográfica.....	7
B - Fotointerpretação.....	7
C - Mapeamento.....	7
D - Representação gráfica.....	8
E - Pesquisa bibliográfica.....	9
F - Redação final.....	9
4 - LEVANTAMENTO BIBLIOGRAFICO ABRANGENDO A AREA DE ESTUDO....	10
5 - CARACTERIZAÇÃO GERAL DA AREA.....	12
6 - GEOLOGIA	
6.1 - Embasamento Pré-Cambrianas/Eo-Paleozóicas.....	18
6.2 - Depósitos Quaternários.....	19
7 - GEOMORFOLOGIA	
7.1 - Serra Litorânea.....	22
7.2 - Planície Costeira.....	23
7.2.1 - Planície marinha	
7.2.1.1 - Praias.....	24
7.2.1.2 - Feixes de restinga.....	24
7.2.1.3 - Dunas.....	25
7.2.1.4 - Rampas de dissipação.....	26
7.2.2 - Planície fluvial	
7.2.2.1 - Leques aluviais.....	27
7.2.2.2 - Terraços.....	29
7.2.2.3 - Rampas colúvio-aluviais.....	30
7.2.2.4 - Planície de inundação.....	30
8 - AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E PROCESSOS	
8.1 - Marinheiros	
8.1.1 - Considerações sobre o transporte.....	33
8.1.1.1 - Ondas.....	35
8.1.1.1.1 - Energia das ondas junto à praia.....	37
8.1.1.1.2 - Tipos de ondas	
A - Ondas de águas profundas.....	37
B - Ondas de águas rasas.....	38
C - Ondas de oscilação e ondas de translação.....	38
D - Arrebentação e surfe.....	39
E - Refração das ondas.....	39

8.1.1.1.3 - O trabalho das ondas.....	40
8.1.1.2 - Marés.....	42
8.1.1.3 - Correntes litorâneas	
8.1.1.3.1 - Tipos de correntes.....	44
8.1.2 - Ambiente praial	
8.1.2.1 - Praia	
8.1.2.1.1 - Generalidades.....	47
8.1.2.2 - Perfil de equilíbrio.....	48
8.1.2.3 - Morfologia praial.....	50
A - Estirâncio.....	51
B - Pós-praia.....	52
C - Ante-praia.....	52
D - Feições erosivas e construtivas na ante-praia.....	53
E - Bancos de areia, barras e barreiras.....	53
F - Cúspides praias.....	54
G - Buracos de areia ou domos de areia cavernosa.....	55
H - Marcas de espraiamento.....	55
I - Marcas de fluxo.....	56
J - Marcas de ondulação.....	56
L - Berma.....	57
8.1.2.4 - Caracteres texturais.....	57
8.1.2.6 - Gradiente praial.....	60
8.1.2.7 - Ciclos praias.....	61
8.2 - Eólico	
8.2.1 - Erosão pelo vento.....	63
8.2.2 - Considerações sobre o trabalho do vento.....	64
8.2.2.1 - Modalidades de transporte.....	64
8.2.2.2 - A movimentação de areia.....	67
8.2.3 - A deposição pelo vento.....	68
8.2.4 - A formação de dunas.....	68
8.2.5 - Movimentação das dunas.....	71
8.2.6 - Morfologia do ambiente eólico.....	71
8.2.6.1 - Dunas.....	72
8.2.6.1.1 - Tipos de dunas.....	73
8.2.6.2 - Ante-dunas.....	77
8.2.6.3 - Cordão praial-dunar.....	77
8.2.6.4 - Marcas de ondulação.....	78
8.2.7 - Sedimentologia	
8.2.7.1 - Estruturas sedimentares.....	81
8.2.7.1.1 - Significado da estratificação cruzada.....	83
8.2.7.1.2 - Estruturas de ante-dunas.....	84
8.2.7.1.3 - Estruturas de áreas interdunares.....	84
8.2.7.1.4 - Estruturas de superfícies truncadas.....	85
8.2.7.1.5 - Acamamento contorcido.....	85
8.2.7.1.6 - Dunas costeiras com acamamento contorcido.....	85
8.2.7.1.7 - Descrição de estruturas deformacionais.....	86
8.2.7.1.8 - Estruturas deformacionais de cordão praial-dunar.....	87
8.2.7.1.9 - Interpretação do acamamento contorcido.....	87
8.2.7.2 - Mudanças pós-deposicionais na morfologia e textura de dunas.....	88
8.2.8 - Padrão de vento deduzido da morfologia das dunas e estrutura interna.....	88
8.2.8.1 - Cinturões de ventos.....	90
8.2.8.2 - Paleoventos.....	90
8.2.8.3 - Análise da orientação de dunas e estratificação cruzada no sul do Brasil.....	91

8.3	- Fluvial	
8.3.1	- Hidrologia	
8.3.1.1	- O rio.....	93
8.3.2	- Conceitos fisiográficos fundamentais	
8.3.2.1	- Padrões de drenagem.....	94
8.3.2.2	- Classificação genética dos rios.....	94
8.3.2.3	- Classificação geométrica dos padrões de drenagem.....	95
8.3.2.4	- Classificação segundo o padrão de escoamento.....	96
8.3.2.5	- Leis da organização de uma rede de drenagem.....	99
8.3.2.6	- Padrões de canais.....	99
8.3.3	- Dinâmica da água corrente	
8.3.3.1	- Conceitos básicos.....	102
8.3.3.2	- Competência, capacidade e carga de transporte.....	105
8.3.3.3	- Tipos de movimento e energia da água corrente.....	107
8.3.3.4	- Distribuição da velocidade e turbulência.....	108
8.3.3.5	- Perfil longitudinal dos rios.....	110
8.3.3.6	- Tipos de transporte.....	110
8.3.3.7	- Velocidade de decantação das partículas.....	111
8.3.3.8	- Transporte seletivo das partículas.....	112
8.3.4	- Atividades morfológicas das correntes	
8.3.4.1	- Relações entre regime de fluxo e forma de leito....	113
8.3.4.2	- Regimes de fluxo.....	113
8.3.4.3	- Formas de leito.....	115
8.3.4.4	- Estratificação originada pela migração das formas de leito	
8.3.4.4.1	- Classificação da estratificação cruzada	
A	- Estratificação cruzada.....	116
B	- Estratificação paralela e horizontal.....	117
C	- Superfície de reativação.....	118
8.3.4.5	- Descrição das formas de leito	
A	- Camada plana sem movimentação.....	119
B	- Micro-ondulações.....	119
C	- Macro-ondulações.....	120
D	- Camada plana com movimentação de sedimento.....	120
E	- Antidunas.....	121
8.3.5	- Processos de erosão fluvial e formação de terraços fluviais	
8.3.5.1	- Processos de erosão.....	121
8.3.5.1.1	- Desenvolvimento de canais e vales.....	122
8.3.5.2	- Formação de terraços fluviais.....	123
8.3.5.3	- Planície de inundação.....	126
8.3.6	- Processos Sedimentares fluviais.....	129
8.3.6.1	- Formação de barras de meandros.....	130
8.3.6.2	- Barras laterais.....	131
8.3.6.3	- Transbordamento.....	132
8.3.6.4	- Rompimento de diques naturais.....	132
8.3.6.5	- Abandono e preenchimento de canal.....	133
8.3.6.6	- Formação de barras de corredeiras.....	134
8.3.6.7	- Anastomosamento fluvial.....	134
8.3.7	- Sedimentos de origem fluvial	
8.3.7.1	- Sedimentos de vales aluviais.....	135
8.3.7.1.1	- Depósitos de canal	
A	- Depósitos residuais de canal.....	136
B	- Depósitos de barras de meandro.....	139
C	- Depósitos de barras de corredeiras.....	139
D	- Depósitos de barras longitudinais e transversais.....	140
E	- Barras de canal e depósitos de rios anastomosados.....	140

8.3.7.1.2 Depósitos de Transbordamento	
A - Diques naturais.....	141
B - Depósitos de bacias de inundação.....	143
C - Depósitos de planície de inundação.....	144
D - Estruturas convolutas.....	145
8.3.7.1.3 Depósitos transicionais	
A - Depósitos de rompimento de diques.....	146
8.3.7.1.4 Depósitos de preenchimento de canal.....	146
8.3.7.1.5 Depósitos de leques aluviais.....	147
A - Depósitos de corridas de detritos.....	149
B - Depósitos residuais.....	149
C - Depósitos transicionais.....	150
D - Sedimentos subaquáticos.....	150

## 9 - ASPECTOS PEDOLOGICOS E FITOGEOGRAFICOS

9.1 - Tipos de Solos.....	152
A - Solos podzólicos vermelho-amarelo.....	153
B - Solos cambissolos.....	153
C - Solos litólicos.....	154
D - Afloramentos rochosos.....	154
E - Podzol.....	155
F - Areias quartzosas.....	155
G - Solos indiscriminados de mangue.....	156
H - Dunas.....	156
I - Solos hidromórficos gleyzados.....	156
9.2 - Características da Cobertura Vegetal	
9.2.1 - Cobertura vegetal.....	157
9.2.1.1 - Área das formações florestais	
A - Mata primitiva.....	159
B - Vegetação secundária.....	162
9.2.1.2 - Área das formações pioneiras	
A - Vegetação de praia (Ante-dunas).....	164
B - Vegetação de dunas (móvel e semi-fixa).....	165
C - Vegetação de restinga (cordões litorâneos e dunas fixas).....	166
D - Vegetação do manguezal.....	167
E - Vegetação das rochas.....	168
F - Vegetação das planícies quaternárias.....	169

## 10 - ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS

10.1 - Caracteres Texturais	
10.1.1 - Análise mecânica.....	171
10.1.2 - Representação gráfica.....	175
10.1.3 - Classificação e nomenclatura.....	176
10.1.4 - Medidas de tendência central.....	177
10.1.5 - Medidas de dispersão.....	179
10.1.6 - Medidas de assimetria e curtose.....	180
10.1.7 - Correlação entre os parâmetros	
10.1.7.1 - Correlação entre diâmetro médio e seleção.....	182
10.1.7.2 - Correlação entre diâmetro médio e assimetria.....	184
10.1.7.3 - Correlação entre diâmetro médio e curtose.....	187
10.1.7.4 - Correlação entre desvio padrão e assimetria.....	188
10.1.7.5 - Correlação entre assimetria e curtose.....	189
10.1.7.6 - Diagramas tridimensionais de correlação.....	191

10.2 - Estruturas Sedimentares	
10.2.1 - Considerações gerais.....	191
10.2.1.1 - Ambiente fluvial.....	192
10.2.1.2 - Rampas colúvio-aluvionares.....	193
10.2.1.3 - Estruturas de dissipação.....	193

**11 - PALEOGEOGRAFIA**

11.1 - Quaternário.....	247
11.1.1 - Variações climáticas.....	248
11.1.2 - Variação do nível do mar.....	249
11.1.2.1 - Transgressões e regressões.....	251
11.1.2.2 - Curvas de variação do nível do mar.....	252
11.2 - Evolução das Vertentes.....	255
11.3 - Paleogeografia da Area de Estudo.....	257

<b>12 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>262</b>
---------------------------------------	------------

<b>13 - REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....</b>	<b>265</b>
---	------------

**FIGURAS**

4. 1 - Localização da área de estudo.....	13
6. 1 - Coluna estratigráfica da área estudada.....	20
7. 1 - Bloco-diagrama da Serra do Tabuleiro.....	32
8. 1 - Representação esquemática da hidrodinâmica litorânea...	34
8. 2 - Correntes litorânea, sagital e costeira.....	46
8. 3 - Tipos de perfis de praia.....	49
8. 4 - Terminologia adotada.....	50
8. 5 - Classificação genética dos rios.....	95
8. 6 - Padrão de drenagem dendrítica.....	96
8. 7 - Padrão de drenagem retangular dendrítico.....	97
8. 8 - Padrão de drenagem pinado.....	97
8. 9 - Padrão de drenagem em treliça.....	97
8.10 - Padrão de drenagem retangular em ângulo reto.....	97
8.11 - Padrão de drenagem paralela.....	98
8.12 - Padrão de drenagem radial centrífugo.....	98
8.13 - Padrão de drenagem radial centrípeto.....	98
8.14 - Padrão de drenagem anelar.....	98
8.15 - Padrão de canal retilíneo.....	100
8.16 - Repr. esquem. de canal anastomosado.....	100
8.17 - Padrão de canal meandrante.....	100
8.18 - Gráfico de Hjulstrom.....	105
8.19 - Distribuição da velocidade e turbulência em canais....	109
8.20 - Padrões de fluxo em meandros.....	109
8.21 - Modificações das propriedades dos sedimentos.....	112
8.22 - Tipos de forma de leito.....	113
8.23 - Formas de leito em função da granulometria e energia da corrente.....	114
8.24 - Tipos fundamentais de estratificação cruzada.....	117
8.25 - Principais tipos de estratificação cruzada.....	117
8.26 - Estratificação paralela e horizontal.....	117
8.27 - Superfície de reativação.....	118
8.28 - Estratificação cruzada de grande porte.....	118
8.29 - Lineações de partição.....	119

8.30	- Terraços fluviais.....	123
8.31	- Tipos de terraços fluviais.....	124
8.32	- Processos sedimentares e fácies fluviais.....	129
8.33	- Tipos de abandono de canal.....	133
8.34	- Barras de meandro.....	137
8.35	- Seqüência ideal com decréscimo ascendente da granulação e das estruturas primárias das barras de meandro..	139
8.36	- Associação entre depósitos de barra de meandro e barra de corredeira.....	140
8.37	- Seqüência esquemática de um depósito de rio anastomosado.....	141
8.38	- Esquema das relações entre o ponto de intersecção, perfil do canal e lobo deposicional.....	148
8.39	- Representação esquemática do lobo deposicional residual.....	149
9. 1	- Associações vegetais situadas nas ante-dunas.....	164
9. 2	- Associações vegetais da restinga.....	166
9. 3	- Associações vegetais de planícies quaternárias.....	169
10. 1	- Escala de Wentworth.....	176
10. 2	- Diagramas triangulares modificados.....	176
10. 3	- Diagrama de correlação $M_z \times O$ .....	183
10. 4	- Diagrama de correlação $M_z \times Sk_1$ .....	185
10. 5	- Diagrama de correlação $M_z \times K_g$ .....	187
10. 6	- Diagrama de correlação $O \times Sk_1$ .....	189
10. 7	- Diagrama de correlação $Sk_1 \times K_g$ .....	190
10. 8	- Localização dos perfis, de Fl1 a Fl17 (Sertão do Campo).....	195
10. 9	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis Fl1 a Fl4.....	196
10.10	- Fotos dos perfis Fl1 a Fl4.....	197
10.11	- Representações gráficas da composição granulométrica da amostra Fl1.....	198
10.12	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras Fl2 e Fl3.....	199
10.13	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras Fl4 e Rio.....	200
10.14	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl6.....	201
10.15	- Fotos do perfil Fl6.....	202
10.16	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl6.....	203
10.17	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl8.....	204
10.18	- Fotos do perfil Fl8.....	205
10.19	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8a.....	206
10.20	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8b.....	207
10.21	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8c.....	208
10.22	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl8d.....	209
10.23	- Desenho das estruturas e localização das amostras do perfil Fl9.....	210
10.24	- Fotos do perfil Fl9.....	211
10.24a-	Fotos de detalhes do perfil Fl9.....	212
10.25	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Fl9a.....	213

10.26	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19b.....	214
10.27	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F19c e F19d.....	215
10.27a-	Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19e.....	216
10.28	- Desenho das estruturas e localização das amostras e fotos do perfil F19II.....	217
10.29	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F19II.....	218
10.30	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis F15, F17, F110, F111, F112 e F113.....	219
10.31	- Fotos do leque aluvial LA2 e foto do perfil F111.....	220
10.32	- Fotos dos perfis F16 e F110.....	221
10.33	- Fotos dos perfis F18, F112 e F113.....	222
10.34	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F15 e F17.....	223
10.35	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F110.....	224
10.36	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F111 e F112.....	225
10.37	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F113.....	226
10.38	- Desenho das estruturas e localização das amostras dos perfis F114 a F118.....	227
10.39	- Fotos dos perfis F114 e F116.....	228
10.40	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F114.....	229
10.41	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F115.....	230
10.42	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F116 e F117.....	231
10.43	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F118.....	232
10.44	- Desenho das estruturas e localização das amostras e dos perfis F119, F120 e F121.....	233
10.45	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras dos perfis F119 e F121.....	234
10.46	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil F120.....	235
10.47	- Foto e desenho do perfil Rp1.....	236
10.48	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Rp1.....	238
10.49	- Desenhos e fotos do perfil Dn2.....	239
10.50	- Fotos do perfil Dn2.....	240
10.51	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Dn2.....	241
10.52	- Desenhos das estruturas de dissipação do perfil Dn3...	242
10.53	- Fotos do perfil Dn3.....	243
10.54	- Fotos de detalhes das estruturas de dissipação do perfil Dn3.....	244
10.55	- Representações gráficas da composição granulométrica das amostras do perfil Dn1 e Dn3.....	245
10.56	- Representações gráficas da composição granulométrica do material rudáceo do leque aluvial LA2.....	246
11. 1	- Diagrama de Morner.....	250

## TABELAS

8. 1	- Classificação dos regimes de fluxo e suas características.....	114
10. 1	- Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos dos sedimentos.....	173
10. 2	- Diâmetro do material rudáceo e respectiva classificação.....	175
10. 3	- Frequência dos tipos de sedimentos.....	177
10. 4	- Valores médios e extremos do diâmetro médio.....	177
10. 5	- Valores extremos do diâmetro mediano.....	177
10. 6	- Frequência em nº de casos, nas várias classes modais..	178
10. 7	- Percentagem na classe modal, freq. em nº de casos.....	178
10. 8	- Número de classes texturais.....	179
10. 9	- Valores médios e extremos do desvio padrão.....	179
10.10	- Freq. em nº de casos por intervalo de desvio padrão...	180
10.11	- Freq. em nº de casos por intervalo da assimetria.....	180
10.12	- Freq. em nº de casos por intervalo da curtose.....	181

## MAPAS

01	- Mapa de Localização.....	14
02	- Mapa do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.....	16
03	- Mapa Geológico.....	21
04	- Mapa Geomorfológico	(No envelope)

## ANEXOS

01	- Relatório descritivo e esboço da área, datados do Séc. XVIII.....	287
02	- Fotos - Soterramento de casas, pelas dunas.....	289

## **RESUMO**

A Planície do Campo de Araçatuba, localizada na costa central de Santa Catarina, pela diversidade de ambientes que a compõem, se constitui num dos mais importantes ecossistemas da costa sul-brasileira.

A origem e evolução da Planície do Campo de Araçatuba estão intimamente relacionadas às flutuações do nível marinho e mudanças climáticas vigentes no Quaternário, período geológico caracterizado pelas glaciações e pelo aparecimento do Homem.

Este trabalho teve por objetivo a caracterização ambiental da Planície do Campo de Araçatuba, bem como a reconstituição das fases de evolução da mesma.

Para o alcance do objetivo o trabalho constou de uma etapa de caracterização geológica, morfológica, fitogeográfica e pedológica dos ambientes que compõem não somente a planície, mas também a região serrana limítrofe. A serra e pontões cristalinos são responsáveis pela configuração atual da planície. Além da refração das ondas causada pelos pontões, antigas ilhas, verificou-se significativa contribuição de material da encosta em depósitos de leques e terraços aluviais bem como de rampas, localizados na Planície.

Foram descritos, através de pesquisa bibliográfica, os seguintes ambientes e alguns de seus depósitos: Marinho (depósitos de praias, de feixes de restinga e tómbolo), Eólico (depósitos de dunas) e Fluvial (depósitos de terraços fluviais, planícies de inundação e leques aluviais). As rampas colúvio-aluvionares representam depósitos de encosta interdigitados com sedimentos de origem fluvial.

Todo o material sedimentar coletado foi submetido a tratamento granulométrico e cálculo dos parâmetros estatísticos. A interpretação das estruturas e ambiente de deposição foi auxiliada pela confecção de esboços dos depósitos e pelo registro fotográfico em campo.

Numa segunda etapa foi feita uma descrição das fases de evolução da paisagem, embora os dados obtidos não permitam ainda uma interpretação segura e mais detalhada. O material coletado para datação não pôde ser utilizado por problemas técnicos do único laboratório existente no Brasil para este fim. Datações relativas foram feitas baseadas em pesquisas realizadas em outras áreas do país.

Considerando ser este um trabalho de utilização e conservação dos recursos naturais, nas considerações finais são feitos comentários acerca do uso e ocupação desta área de natureza frágil mas, de importância ecológica fundamental.

Devido a dificuldades comuns na pesquisa brasileira,

como falta de laboratórios e de recursos materiais de toda ordem, este trabalho não constitui um produto final do objetivo proposto. Representa, entretanto, uma contribuição à pesquisa geomorfológica e ponto de partida para o desenvolvimento da mesma na área estudada.

## **ABSTRACT**

The Coastal Plain of Campo de Araçatuba, located on the Central coast of Santa Catarina, is composed of areas of environmental diversity which makes it one of the most important ecosystems on the Southern Brazilian coast.

The scope of this work is to study and draw the environmental characteristics of the Coastal Plain of Campo de Araçatuba as well as to recognise the evolutionary phases.

The origin and evolution of the Plain of Campo de Araçatuba are closely related to the relative sea level fluctuations and the climatic changes during the Quaternary period, which is characterized by the glaciation and by the appearance of Man.

In this work we aimed at the characterization of geologic, morphologic, phytogeographic and edaphic aspects of the environmental area that comprises not only the coastal plain, but also the bordering mountain region. This mountainous region was a point of support to the development of the coastal plain. It has also contributed with sediments to its formation, through the fluvial channels, as well as through episodes of early mass movements, interpreted in the studies of fluvial deposits (terraces and alluvial fans) and eolian (dissipation structures).

The following environmental areas were characterized: Marine (beachs, beach ridges and tombolo deposits), Eolian (sand dunes deposits) and Fluvial (alluvial fans, fluvial terraces, flood plain deposits). The colluvium-alluvium glacies represents interdigitated colluvial and alluvial deposits.

All the sedimentary material that was collected, was submitted to a textural analysis. The interpretation of the structures and the environmental areas of deposition was possible mainly because of the photographic registration.

On a second step, a description of one of the evolution phases of the landscape was provided, although the data obtained from it do not allow a secure, well detailed interpretation.

Considering that this work deals with the use and preservation of natural resources, comments about the use and occupation of this fragile but ecologically important nature were made.

"...e aprendi que se depende sempre,  
de tanta, muita, diferente gente;  
toda pessoa sempre é a marca das li-  
ções diárias de outras tantas  
pessoas..."

(Gonzaguinha)

# **1** **INTRODUÇÃO**

Neste trabalho foram abordadas as formas e processos que constituem a zona costeira.

A zona costeira é a faixa de limite variável, que inclui a ante-praia estendendo-se em direção à terra até onde ocorrem as maiores mudanças nas formas e substrato (p.e. sopés das serras cristalinas). Fazem parte da zona costeira o litoral (strictu sensu) e a costa.

O litoral é a faixa de domínio das marés, correspondendo no ambiente praial ao estirâncio. A costa é a faixa de terra acima do limite da ação das águas, onde os processos marinhos operam ou têm forte influência (Strahler & Strahler, 1973).

A interdependência entre o litoral e a costa, tem importante papel na cadeia alimentar de ecossistemas costeiros confinados como baías e lagunas, fornecendo-lhes matéria orgânica particulada e em solução. As lagunas, mangues e estuários são áreas vitais para o desenvolvimento da fauna marinha, que participa da cadeia alimentar de muitas espécies, inclusive do homem.

A conceituação de "zona costeira", "litoral" e "costa" faz-se necessária devido à comum utilização destes como sinônimos e à importância de caracterizar geograficamente a área estudada.

A zona costeira estudada, a Planície do Campo de Araçatuba, é um amplo espaço de interações do mar, terra, águas epicontinentais e atmosfera. Constitui-se das formas de relevo criadas pelo mar em níveis altos anteriores, em parte retrabalhadas pelos cursos de água e vento, além das modificações introduzidas pela ação antrópica.

A complexidade e a comprovada importância de áreas como esta na zona costeira, entretanto, não impedem o uso irracional dos recursos naturais nelas disponíveis. O acúmulo de lixo, a destruição das últimas reservas florestais e o conseqüente extermínio da fauna, entre outras agressões, são decorrência de uma ocupação não planejada e desordenada do solo, motivada por interesses políticos e econômicos, particulares e imediatistas.

O descompromisso de cada indivíduo com seu ambiente é reflexo de uma cultura que desconsidera os limites da Natureza e do próprio Homem. Este último, via de regra, tem recebido o mesmo tratamento dado aos recursos naturais e às demais espécies.

O comprometimento com o meio ambiente deve ser buscado através do conhecimento e entendimento dos seus mecanismos de auto-regulação. Tais conhecimentos precisam então, ser socializados para que nasça uma nova consciência coletiva de respeito ao meio ambiente.

Ao cientista cabe o papel da reestruturação da pesquisa e do conhecimento, visando integrar o que tem sido compartilhado. É necessário que o ambiente seja estudado em seus processos de origem e evolução para que a introdução de novos elementos não venha perturbar seu equilíbrio.

As ações antrópicas modificadoras do meio ambiente, necessitam ser planejadas considerando-se as reais possibilidades e limitações do mesmo, bem como as conseqüências de seu uso. Atualmente, há que se considerar inclusive a conveniência da ocupação de áreas ainda preservadas, devido à necessidade da manutenção de bancos genéticos, reservas hídricas e mesmo recursos paisagísticos naturais.

O planejamento, entretanto, por melhor que seja, não é solução, mas intenção. As decisões são essencialmente políticas. Neste sentido, cabe aos pesquisadores e técnicos, fundamentados em substancial conhecimento, atuar também na sensibilização da opinião pública. A população, alvo das decisões políticas, deve ser convencida dos prejuízos causados pelas soluções imediatistas, sem fundamento técnico-científico.

O presente trabalho tem por objetivos a caracterização ambiental da Planície do Campo de Araçatuba e a reconstituição das fases de evolução da mesma. Busca-se com estes objetivos não só o conhecimento específico da área, mas também, um conhecimento substancial dos processos atuantes na zona costeira, que permita uma atuação mais consistente na defesa dos ambientes costeiros.

Foram selecionados para estudo os ambientes cujos processos considerou-se marcantes para configuração atual da área escolhida. Foram descritos os ambientes e processos sedimentares marinhos, eólicos e fluviais. A caracterização do meio natural (litoestrutura, relevo, solo e vegetação) da área foi sistematizada de acordo com os dois compartimentos morfológicos principais: a serra e a planície.

A origem e evolução desta porção da zona costeira foram enfocadas do ponto de vista das mudanças climáticas e variações do nível do mar do Quaternário.

O Quaternário caracteriza-se como o período das glaciações e do aparecimento do Homem. A alternância glacial/interglacial, neste período, é atribuída a mudanças climáticas cíclicas, com alternância de semi-aridez e umidade. Tais mudanças climáticas resultaram da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos (Martin et al., 1986).

As glaciações e os climas das "Idades do Gelo" exerceram influência marcante sobre toda a Terra: modificaram o zoneamento climático e os sistemas atmosféricos e oceânicos; as regressões glacio-eustáticas causaram rebaixamento significativo no nível dos oceanos; afetaram a velocidade de rotação, a distribuição das massas, o campo de gravidade, entre outros (Martin et al., 1986).

A Planície do Campo de Araçatuba constitui-se num significativo exemplo das variações do nível oceânico, ocorridas no

Quaternário. Gerações de dunas interiorizadas e principalmente os feixes de restinga, testemunham o retrocesso do mar neste período.

No Simpósio Internacional do Quaternário, realizado em Curitiba em 1975, cientistas brasileiros e de vários países chamavam a atenção para a importância dos estudos do Quaternário. Apontavam eles para a necessidade do conhecimento da ação dos processos ambientais do passado e presente geológico, afim de prevenir catástrofes, promover o equilíbrio entre a ação humana e o meio ambiente, evitando prejuízos econômicos e garantindo a sobrevivência futura dos ecossistemas (Bigarella & Becker, 1975).

Daquela ocasião aos dias de hoje, muitos estudos têm sido desenvolvidos sobre o Quaternário na costa brasileira, demonstrando o reconhecimento da importância do assunto.

A área estudada, por apresentar diversas formas de acumulações (praias, restingas, dunas, tómbolo, terraços aluviais e outras) e vegetação rica em espécies adaptadas às diferentes condições ambientais, é considerada na opinião de Reitz (1960), um dos mais importantes ecossistemas da costa sul-brasileira.

Apesar de parte desta área compor o Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, tais limites não têm sido respeitados, desenvolvendo-se atividades totalmente contrárias aos objetivos do Parque. Fora do Parque, são desrespeitados os limites naturais, observando-se edificações em meio a dunas e o anúncio da construção de uma avenida beira-mar, que deverá atingir ante-duna e dunas.

Assim sendo, espera-se contribuir, com este trabalho, para a identificação das potencialidades e limitações do sistema natural, no sentido de subsidiar futuros planejamentos e/ou ações que visem a preservação da área.

## **2 METODOLOGIA**

No presente trabalho foram abordadas as feições morfológicas e respectivos processos, caracteres texturais e estruturais dos sedimentos, bem como a paleogeografia e situação atual da Planície do Campo de Araçatuba.

Foi delimitada para este trabalho, uma área de aproximadamente 220 km<sup>2</sup>, compreendendo os terrenos planos entre os rios Massiambu e da Madre e as encostas dentro dos limites do município de Palhoça.

A área de interesse principal para este trabalho é a zona costeira. Entretanto, as encostas foram incluídas dentro dos limites da área de estudo, considerando as relações que mantêm com a planície. As elevações rochosas que constituem as serras e os atuais costões, propiciaram o padrão em arco dos cordões litorâneos, devido a refração das ondas. Além disso, verificou-se a contribuição de material das encostas (seixos a matações e "bolotas" de argila) em depósitos de leques e terraços aluviais.

Com base nas cartas topográficas, fotografias aéreas controladas no campo, nos mapas temáticos, bibliografia e nos resultados laboratoriais referentes às amostras de sedimentos, realizou-se a análise temática dos diversos componentes geoambientais abióticos e bióticos, que integram a área de estudos.

Na análise dos componentes abióticos, estudou-se os seguintes aspectos: a) na geologia, a estrutura, a litologia e a sedimentologia; b) na geomorfologia, o controle das unidades de relevo, e c) na pedologia, as propriedades físicas e químicas do solo.

Na análise dos componentes bióticos, considerou-se a cobertura vegetal, identificando-se aspectos fitogeográficos e fitofisionômicos, bem como a atuação do Homem na paisagem.

Através de pesquisa bibliográfica, foram descritos os processos (marinho, eólico e fluvial) envolvidos na elaboração dos diversos tipos de depósitos.

A partir dos perfis geológicos de terraços, leques aluviais, rampas colúvio-aluvionares e de dissipação, foram analisadas as diferentes estruturas apresentadas por tais depósitos e a relação das mesmas com as mudanças de ambiente de sedimentação.

Para a representação gráfica dos resultados das análises mecânicas das amostras coletadas nos referidos perfis, foram confeccionadas tabelas, histogramas, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares de classificação. Os resultados das análises foram descritos, analisados e comparados aqueles obtidos em outros trabalhos consultados.

A caracterização dos depósitos (praias, dunas, restingas, terraços aluviais e outros), os resultados das análises sedimentológicas e a consulta aos modelos evolutivos propostos para costa brasileira e catarinense e outros trabalhos e mapeamentos, permitiram a descrição das fases de evolução da área estudada.

### **3** **ETAPAS DE TRABALHO** (Materiais e técnicas)

#### **3.1 - De Campo**

Os trabalhos de campo foram realizados em toda a área, com o objetivo de executar um reconhecimento geral nos seus diferentes aspectos: relevo, rochas, solos, vegetação e uso do solo.

Foram selecionados vários perfis de amostragens, visando obter, através de resultados analíticos, associados aos processos que ocorrem no ambiente, melhores considerações e hipóteses com relação à origem e evolução da área.

Para a seleção dos perfis foram aproveitados cortes de estradas e em áreas de extração clandestina de areia. Estes foram limpos, fotografados, descritos, traçados esboços e amostrados. Foram coletadas 179 amostras de sedimentos, tendo-se como critério a variação textural lateral e vertical dos depósitos.

Nos depósitos fluviais, onde as estruturas encontravam-se preservadas, foram coletados pedaços de madeira para datação.

#### **3.2 - De Laboratório**

As 179 amostras de sedimentos foram submetidas à análise de distribuição granulométrica no Laboratório de Sedimentologia do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

Considerando a heterogeneidade da maior parte das amostras de sedimentos, com partículas de tamanhos diversos (grânulo, areia, silte e argila), foi necessário combinar vários métodos de análise. Os sedimentos grosseiros foram analisados pelo processo de peneiramento e os mais finos pelo processo de pipetagem (velocidade de decantação segundo a Lei de Stokes).

Para classificação do tamanho do grão foi adotada a escala de Wentworth (1922), de razão 2. Wentworth examinou os limites de suas classes em termos de propriedades físicas envolvidas no transporte dos grãos. Dessa forma, mostrou que determinados limites de classes, na sua escala, concordam perfeitamente com limites de distinções entre cargas transportadas em suspensão e por tração (Suguio, 1973). Krumbein (1934) transformou os valores da escala de Wentworth em valores logarítmicos de base 2, originando-se assim a escala  $\phi$  (fi).

O resultado da pesagem de cada fração do material, para cada uma das amostras, foi colocado em folha de cálculos. Tais dados foram processados através de programa para microcomputador, elaborado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), que fornece os valores percentuais e estatísticos.

Os pedaços de madeira coletados para datação foram enviados ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada do Instituto de

Física da UFBA em março de 1989. Por problemas de equipamentos do referido laboratório, as análises não foram realizadas até o presente.

### **3.3 - De Gabinete**

Os trabalhos realizados em gabinete compreenderam uma série de atividades, as quais foram executadas obedecendo às seguintes etapas:

#### **A - Base cartográfica**

Inicialmente foi selecionada como base cartográfica referente à área de estudo, a Carta Topográfica Paulo Lopes (SG. 22-Z-D-V-4/VI-3 MI-2909-4/MI-2910-3), escala 1:50.000, editada em 1983 pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Foram também consultadas as cartas topográficas: 1:50.000 do Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN), de 1977 e 1:100.000 da Fundação de Amparo à Tecnologia e ao Meio Ambiente - FATMA (1978).

Nessa etapa houve também uma seleção de mapas temáticos de geologia, geomorfologia e solos. Foram selecionados os mapas geológicos de Santa Catarina elaborados por Awdziej et al. (1986) em escala 1:500.000 e por Martin et al. (1988) em escala 1:20.000. Selecionou-se dois mapas geomorfológicos: um de Santa Catarina, elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL (1986a), em escala 1:1000.000 e outro da área estudada, realizado por Rodolpho Doubek (inédito), em escala aproximada 1:25.000. Mapeamentos dos solos de Santa Catarina foram obtidos em UFSM (1973) e RADAMBRASIL (1986b), ambos em escala 1:1000.000.

#### **B - Fotointerpretação**

A fotointerpretação serviu de base para analisar, interpretar e delimitar os diferentes aspectos naturais da área. Foi realizada mediante estereoscópio de bolso, tomando como referência pares de fotografias aéreas na escala aproximada 1:25.000, de 1978, dos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul.

#### **C - Mapeamento**

Com base nas análises da carta topográfica, mapas temáticos, fotos aéreas e observações de campo foram confeccionados os mapas. O mapa geomorfológico é resultado de uma complementação de outro elaborado por Doubek (inédito). O mapa geológico resultou de uma adaptação de mapas geológicos elaborados por Awdziej (1986) e Martin et al. (1988). Os mapas de localização e da delimitação do Parque foram confeccionados a partir do Mapa do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro - FATMA/78.

## D - Representação gráfica

Após a execução das análises mecânica dos sedimentos em laboratório, os pesos dos grãos em cada classe granulométrica nas amostras foram convertidos em percentagens numéricas, calculados e tabelados. Com os dados granulométricos dos sedimentos foram feitos os seguintes gráficos:

- Histograma de Freqüência Simples, que mostra os intervalos de classes em mm, e a freqüência de cada classe em porcentagem do peso total. Neste gráfico pode-se determinar a classe modal e número de classes texturais.

- Diagrama Circular de Freqüência Simples, usado com as mesmas finalidades dos histogramas, mas com as quantidades relativas expressas por segmentos de circunferência.

- Curvas de Freqüência Acumulada, traçadas em papel de probabilidade aritmética, proposta por Otto (1939), onde no eixo das abscissas é lançada a granulometria, utilizando a escala na representação dos diâmetros, e no eixo das ordenadas a freqüência percentual. Estas foram construídas começando a partir dos grãos grosseiros, adicionando-se sucessivamente as proporções em peso, das classes subseqüentes, cada vez mais finas.

Foram também elaborados gráficos com base nos parâmetros estatísticos sugeridos por Folk & Ward, 1957) com base nas curvas de freqüência acumulada, de onde se extraíram os percentuais utilizados nos cálculos de Média, Desvio Padrão, Assimetria e Curtose. A mediana corresponde ao percentil 50.

Os Diagramas Triangulares de classificação de sedimentos clásticos de acordo com a granulometria, propostos por Shepard (1954b), foram modificados neste trabalho.

Os diagramas triangulares são usados quando uma distribuição pode ser expressa em quantidades de três componentes, sendo então representada por um ponto dentro de um triângulo. No caso de quatro componentes, os mesmos são recalculados para 100% e três deles são lançados no diagrama. Resulta daí, não um ponto, mas, uma área triangular delimitada por três linhas, que indicará a quantidade da quarta variável (Suguio, 1973).

Entre as amostras coletadas para realização deste trabalho, 38% têm sua distribuição expressa em quantidades de quatro componentes: grânulos, areias, silte e argila. Visando homogeneizar procedimento de tratamento das amostras e considerando que a maior parte destas possui três componentes, optou-se por agrupar componentes a partir da quantidade de grânulos.

Nas amostras com mais de 5% de grânulos, foram determinados os seguintes componentes: grânulo, areia e lama (silte + argila). Naquelas com menos de 5% de grânulos os componentes foram: argila, areia (areia + grânulo) e silte.

## **E - Pesquisa bibliográfica**

Todas as etapas de trabalho foram acompanhadas de pesquisa bibliográfica, dedicando-se maior atenção à leitura dos trabalhos referentes à área estudada e à geomorfologia costeira.

## **F - Redação final**

De posse dos dados de campo e de laboratório, dos mapas temáticos, da interpretação dos gráficos, das figuras e tabelas e do apoio bibliográfico foi efetuada a redação final dos textos.

#### **4 LEVANTAMENTO BIBLIOGRAFICO ABRANGENDO A AREA DE ESTUDO**

De acordo com Duarte (1988) são poucos os estudos sobre a zona costeira do Estado de Santa Catarina, especialmente se comparados aos de outros Estados da costa oriental brasileira.

Com relação à Planície do Campo de Araçatuba, a maioria dos dados existentes fazem parte de levantamentos a nível estadual, de caráter mais abrangente.

Dentre as informações mais antigas da área, há um desenho do Campo de Araçatuba, com uma nota explicativa sobre uso do solo e suas potencialidades, que data de 1798 (Anexo 1).

Reitz (1960) apresentou uma exposição de motivos para a criação do Parque do Maciambu (sic). A área recomendada para o parque era toda a planície entre os rios Massiambu e da Madre.

Reitz (1961) ao descrever a vegetação costeira catarinense mencionou esta área, que denominou Campo do Massiambu, indicando-a novamente como ideal para um parque florestal. Entre os motivos da indicação, alegou a riqueza florística revelada por suas pesquisas.

Reitz (1975) apresentou uma exposição de motivos, com uma caracterização ambiental da planície e região serrana visando justificar a criação do Parque da Serra do Tabuleiro.

Magnanini & Nehab (1976) apresentaram estudos preliminares para implantação do Parque.

Magnanini & Nehab (inédito) fazem uma descrição global dos entornos e área interna do Parque baseados essencialmente em dados bibliográficos e apresentam a legislação e o plano de zoneamento do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.

Diniz (1976) pesquisou as comunidades de Pinheira e Guarda do Embaú, levantando dados demográficos, sócio-econômicos e culturais.

A geologia da Serra do Tabuleiro tem sido estudada em pesquisas referentes ao Pré-Cambriano catarinense. Como trabalho mais específico cita-se o Projeto Brusque-Serra do Tabuleiro, Kaul (1976).

Klein (1981) descreveu a fisionomia da flora alertando para a importância dos recursos vegetais do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.

Reitz (1982) aborda a restauração da fauna desaparecida da planície, apresentando as espécies a serem reintroduzidas e o projeto para a reintrodução.

Gomes Jr. (1986), Martin & Suguio (1986) e Martin et al. (1988) abordaram a questão do Quaternário na área.

## **5 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA**

A Planície do Campo de Araçatuba situa-se na costa central do Estado de Santa Catarina, entre 27° 48' e 27° 55' de Latitude Sul e 48° 36' e 48° 45' de Longitude Oeste. Esta área localiza-se no Município de Palhoça, entre o Morro dos Cavalos e o Município de Paulo Lopes (fig. 4.1). A área delimitada abrange 220 km<sup>2</sup>, compreendendo os terrenos planos entre o Rio Massiambu e o Rio da Madre, e as encostas da Serra do Cambirela e Serra dos Morretes. O limite oeste coincide com o do Município de Palhoça (Mapa de Localização).

A circulação atmosférica regional é controlada pela ação de massas intertropicais quentes e polares frias. Na primavera e verão, domina a Massa Tropical Atlântica, enquanto nos meses de outono e inverno, a Massa Polar Atlântica.

A temperatura do mês mais quente é superior a 22°C; já no mês mais frio, varia entre 18 e -2°C (Magnanini e Nehab, inédito). A inspeção de dados de 74 anos de precipitação total mensal em milímetros, registrados na Estação Climatológica de Florianópolis (INMET, 1911-1985), demonstra chuvas bem distribuídas durante o ano. As precipitações máximas, foram registradas, principalmente, nos meses de janeiro, fevereiro e março. A precipitação média anual foi de aproximadamente 1500 mm. A média do mês mais chuvoso (janeiro) foi de 176,54 mm e a do mês menos chuvoso (julho) 80,30 mm. Os meses mais secos estão entre junho e agosto. Os ventos dominantes na área são de nordeste a leste.

A Planície do Campo de Araçatuba desenvolveu-se por migração da linha de costa no período geológico atual (Quaternário). Anteriormente, essa estaria situada onde atualmente encontra-se o limite entre a planície sedimentar quaternária e as elevações rochosas do pré-cambriano/eo-paleozóico.

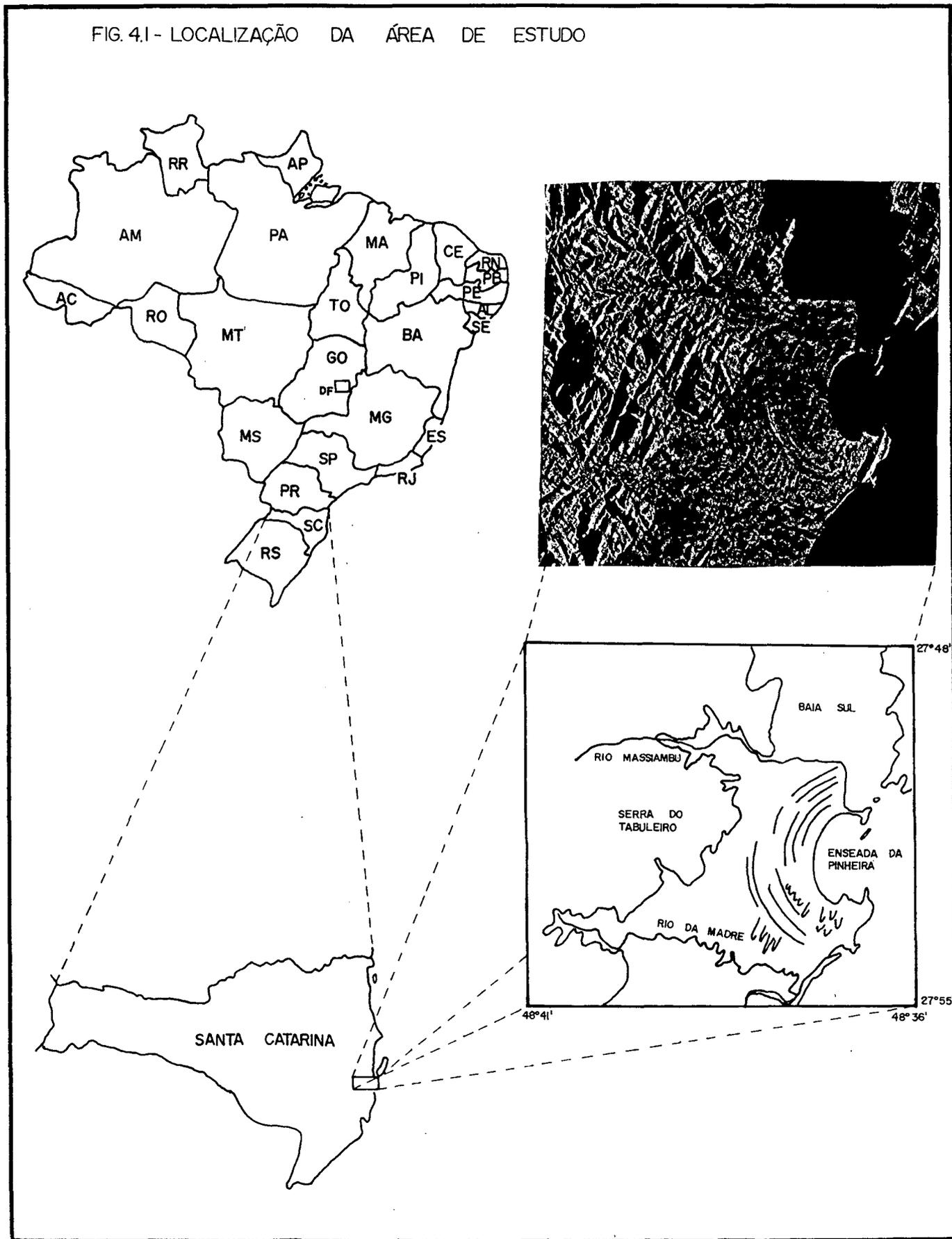
O embasamento cristalino é constituído por granitos da "Suíte Intrusiva Pedras Grandes" e rochas ácidas (riolitos, traquitos e, eventualmente, dacitos e traquiandesitos), pertencentes à seqüência vulcânica superior da Formação Campo Alegre do Grupo Itajaí (Silva & Bortoluzzi, 1987).

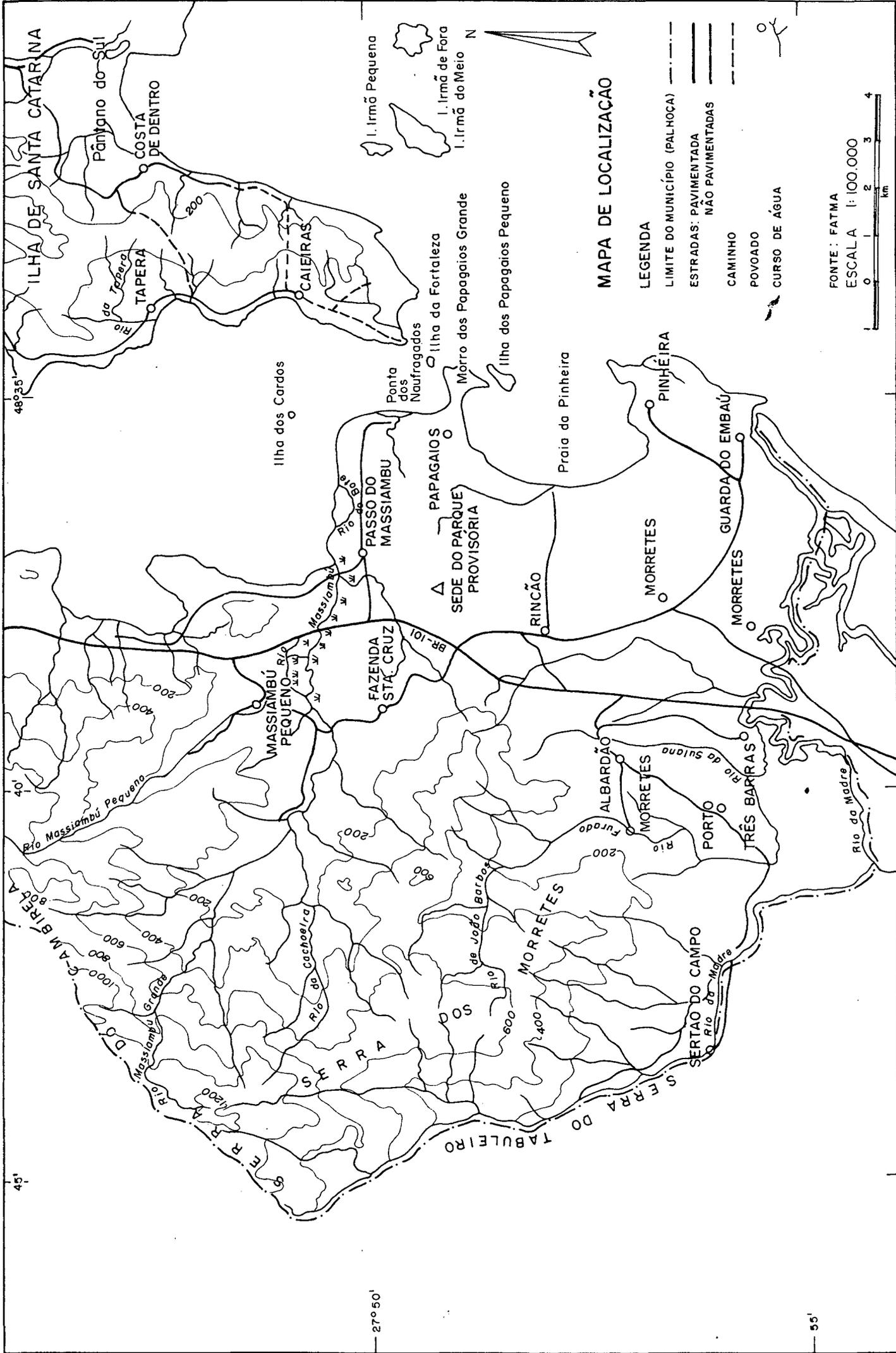
Os terrenos constituídos pelo embasamento cristalino compreendem relevo ondulado a fortemente ondulado, com altitudes superiores a 1.000 m e fazem parte da Unidade Geomorfológica Serras Litorâneas (Almeida, 1948). Os solos desses terrenos foram mapeados como Unidade Podzólico Vermelho-Amarelo Alico (PVa9) (Oenning et al., no prelo).

Na planície, os depósitos quaternários se subdividem em marinhos, transicionais ou intermediários e continentais. Constituem terrenos com elevações muito baixas (menos de 20 m). Na planície atuam processos erosivos e deposicionais sob várias condições distintas de ambiente; os rios, o mangue, as praias, as dunas e as restingas, aí existentes, constituem a Unidade Geomor-

fológica das Planícies Costeiras (Almeida, 1948). Os solos da planície foram mapeados como Unidade Podzol Indiscriminados (P) (Oenning et al., no prelo).

FIG. 4.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO





A vegetação pode ser agrupada em duas áreas distintas de formações vegetais: Áreas de Formações Florestais e de Pioneiras. As Formações Florestais correspondem à Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica) e vegetação secundária. Extensas áreas das formações florestais continuam preservadas, especialmente na parte montanhosa das serras. A vegetação secundária ocorre, nos seus vários estágios, nos terrenos de baixas altitudes e declives mais suaves. As formações Pioneiras correspondem às espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas que recobrem as áreas arenosas da planície.

A área de formação florística do manguezal mais significativa ocorre no curso inferior do Rio Massiambu.

Rios, pequenas lagoas formadas entre cordões litorâneos e extensos brejos integram a hidrografia da área. Duas bacias hidrográficas destacam-se na região: a do Rio Massiambu e a do Rio da Madre. A área delimitada para esse estudo compreende apenas partes de ambas bacias.

O Rio Massiambu e seus afluentes Massiambu Grande, Massiambu Pequeno, Rio Cachoeira e Rio Fugido, formam uma bacia hidrográfica com 137 km<sup>2</sup>. Cerca de 80% desta bacia situa-se sobre o embasamento cristalino e o restante se estende sobre a planície (Reitz et al., 1982).

Os rios atravessam a planície em curso meandrante. O Rio Massiambu, possui uma largura máxima de 100 m em seu curso inferior. A influência das marés em seu curso pode ser constatada pela ocorrência de vegetação de mangue nas suas margens. Esta vegetação se estende até aproximadamente 3 km a montante da foz, ocupando uma área com largura em torno de 500 m.

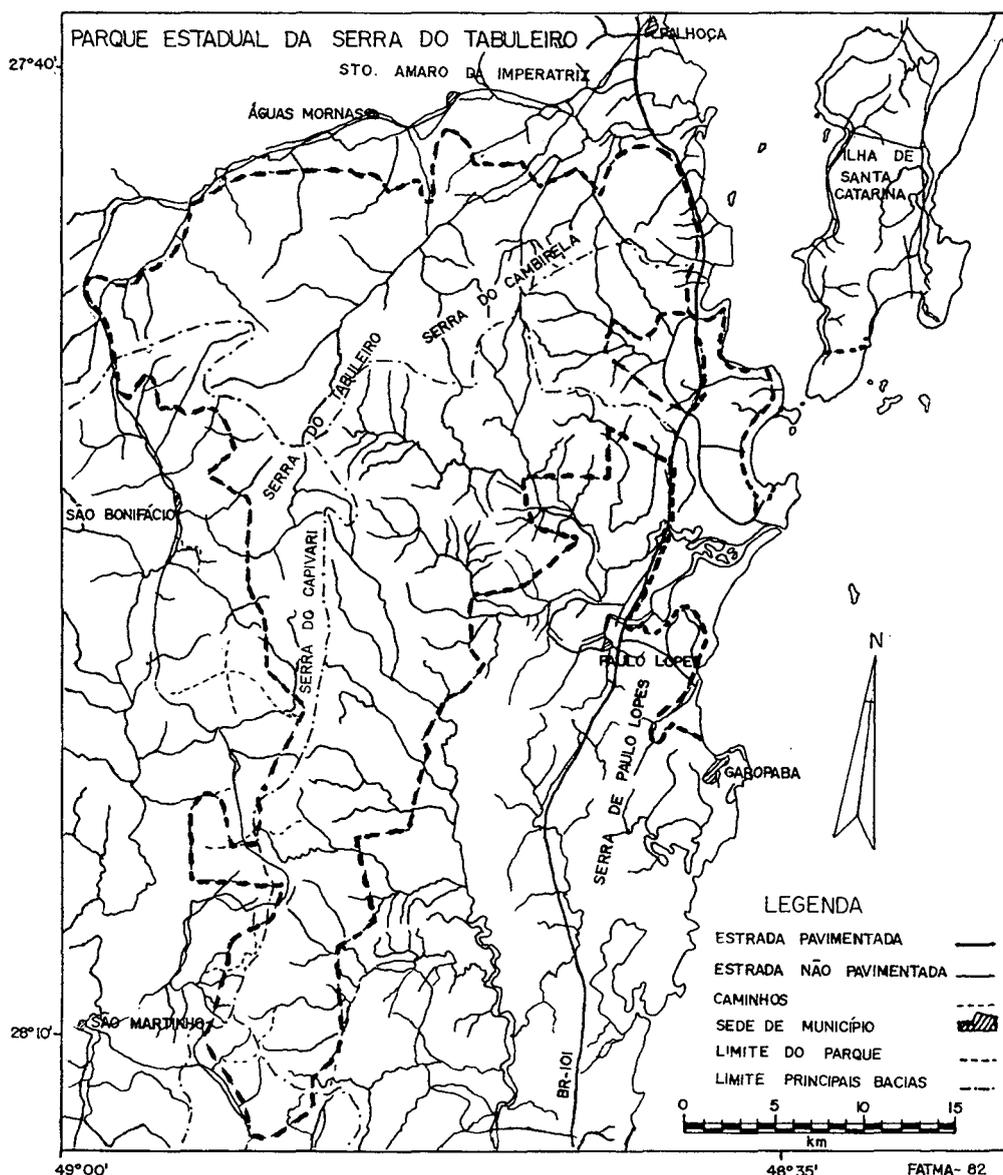
A bacia hidrográfica do Rio da Madre abrange uma área de 375 km<sup>2</sup>. Alguns rios que compõem esta bacia nascem na planície, como é o caso do Rio da Encantada e Rio da Sulana. Em seu curso inferior, o Rio da Madre forma meandros divagantes.

O Rio da Guarda do Embaú, cujo curso é paralelo à costa, teve origem a partir do barramento da desembocadura do Rio da Madre, que foi deslocado no mesmo sentido do crescimento da restinga situada entre a Ponta da Guarda e a Ponta da Faisca ou Gamboa.

A ocupação humana na área ocorre de maneira dispersa, representada por pequenos povoados, todos situados na planície. Os dois núcleos mais populosos são as comunidades da Pinheira e Guarda do Embaú. Esses dois núcleos tradicionalmente pesqueiros, atualmente estão sendo transformados em balneários.

Os povoados mais interiorizados apresentam características predominantemente rurais. Nestas áreas, o uso do solo é marcado pelas culturas temporárias, reflorestamentos e pastagens. Enquanto as culturas temporárias caracterizam uma atividade de subsistência, os reflorestamentos são feitos a nível empresarial pela BRASIL-PINHO. Algumas fazendas maiores e clubes de campo como o da Associação dos Empregados das Organizações Macedo Koerich, são também geradores de emprego.

Parte da área delimitada para este estudo, está dentro dos limites do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro.



O Parque Estadual da Serra do Tabuleiro foi criado em 1975 pelo Decreto Estadual nº 1.260, englobando 900 Km<sup>2</sup>, o equivalente a 0,93% da superfície territorial de Santa Catarina, incluindo parte dos municípios de Florianópolis, Palhoça, Santo Amaro da Imperatriz, Águas Mornas, São Bonifácio, São Martinho, Imaruí, Garopaba e Paulo Lopes.

O Parque foi criado tendo em vista a representatividade do ecossistema da área, visando a preservação da flora, fauna, mananciais e monumentos geológicos.

A Planície do Campo de Araçatuba (Baixada do Moissambu) foi anexada ao Parque por um decreto de ampliação em 1977. Entretanto, em 1979, através do Decreto Estadual nº 8.857, foi desanexada do Parque uma área de aproximadamente 500 ha, compreendida

entre o Rio Massiambu e o Costão da Pinheira, numa faixa de 500 m a contar do mar para o interior. O motivo alegado para a desane-  
xação foi a existência de grandes loteamentos, de alto valor imo-  
biliário, que, segundo consta, já tinham sido implantados antes  
do Decreto, acima mencionado (Quadros, 1988).

Apesar do Parque ter sido inaugurado em 1978, apenas  
cerca de 28% da área foi desapropriada. Na Baixada, 1.000 ha fo-  
ram doados ao projeto Reintrodução da Fauna. Com exceção de apro-  
ximadamente 11% de áreas devolutas estaduais, a maior parte da  
área implantada do Parque, ainda permanece nas mãos de particula-  
res (Quadros, 1988).

Em virtude da não desapropriação e da falta de recur-  
sos, principalmente fiscalização, o Parque enfrenta graves pro-  
blemas como o desmatamento e a retirada de areia para a constru-  
ção civil.

## **6 GEOLOGIA**

A área da pesquisa caracteriza-se por dois conjuntos geológico-estruturais distintos: o embasamento cristalino e a planície costeira. O embasamento é constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas/eo-paleozóicas (Silva, 1987). A planície costeira é formada por depósitos quaternários (Gomes Junior, 1987), incluindo sedimentos fluviais, marinhos e eólicos, além daqueles das rampas colúvio-aluvionares, (fig. 6.1 e Mapa Geológico).

### **6.1 - Embasamento Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico**

A estruturação do arcabouço geológico pré-cambriano/eo-paleozóico do maciço da Serra do Tabuleiro tem sido objeto de vários trabalhos realizados pelo DNPM/CPRM (Departamento Nacional de Produção Mineral/Coordenação de Pesquisas de Recursos Minerais) e pelo Projeto RADAMBRASIL, no sentido de melhor compreender a evolução da compartimentação geotectônica regional.

Na região oeste do Campo de Araçatuba ocorrem, no maciço da Serra do Tabuleiro, rochas da "Suíte Intrusiva Pedras Grandes", pertencentes a um grande batólito alongado, com cerca de 200 km de extensão que afloram desde as proximidades de Tijucas (Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, 1986; Silva, 1987). A suíte caracteriza-se pela ausência de foliação secundária, salvo em zonas restritas de falhas. As relações com as rochas encaixantes dão-se de forma abrupta. A suíte é composta, quase que exclusivamente, de granitos leucocráticos com biotita, sem grande variação de composição. O desenvolvimento de alterações tardimagmáticas e de mineralizações conexas é extensivo e de certa importância (Silva, 1987).

Os granitos apresentam-se predominantemente com granações grosseiras. São equigranulares a porfiróides. Alguns possuem coloração rósea, sendo mais comumente cinza. Variedades do tipo "rapakivi" são eventualmente encontradas (Silva, 1987).

Petrograficamente definem-se como sienogranitos e granodioritos, caracterizados por pertita e microclina, com oligoclásio e biotita. Como mineral subordinado, encontra-se hornblenda. O caráter alcalino desta suíte parece predominar no batólito (Silva, 1987).

Granitos da Suíte Intrusiva Pedras Grandes são encontrados no Morro dos Papagaios Grande (unido por tómbolo ao continente), na Ilha dos Papagaios Pequena, no Costão da Pinheira e Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira, e no Morro dos Morretes.

Nos terrenos acidentados situados na região centro-norte da área estudada, encontra-se uma área com afloramentos de rochas ácidas (riolitos, traquitos e, eventualmente, dacitos e traquiandesitos). Estas apresentam estruturas fluidais, sendo referidas como pertencentes à seqüência vulcânica superior da Forma-

ção Campo Alegre do Grupo Itajaí, referida ao fim do Proterozóico Superior e ao início do Paleozóico (Awdziej, 1986; Silva, 1987).

A datação geocronológica (Rb/Sr) da suíte plutono-vulcânica Pedras Grandes está compreendida entre 516 e 580 Ma. Provavelmente o clímax da atividade magmática deu-se a 500 milhões de anos, no ciclo geo-tectônico brasileiro (Basei & Teixeira, 1987).

O conjunto de rochas da área montanhosa é atravessado por diques de diabásio de idade mesozóica, possivelmente cretácica.

O maciço da Serra do Tabuleiro, de acordo com o Mapa Geológico de Santa Catarina (Awdziej, 1986), apresenta um sistema de falhamento orientado principalmente em N 15°-30° E e, secundariamente N 25° W.

## 6.2 - Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários encontrados na área pesquisada subdividem-se em continentais, transicionais ou intermediários e marinhos. Eles contrastam fortemente com o embasamento cristalino, tanto na morfologia do terreno como nos aspectos litológicos.

Os depósitos continentais compreendem aqueles das encostas, os de origem fluvial e eólica.

Os depósitos de encosta incluem os de natureza colúvio-aluvionares, os rudáceos, formados por pedimentação e as linhas de seixos, representativas de antigos pavimentos residuais de cascalho.

Os depósitos fluviais são representados por leques aluviais e os sedimentos dos canais anastomosados e meandrantés, bem como os das planícies de inundação e das rampas colúvio-aluvionares. Estes são constituídos por cascalho, areias grosseiras e finas, além de material siltico-argiloso das planícies de inundação.

Os depósitos eólicos representam várias gerações de dunas. As areias quartzosas apresentam-se com granulação fina a média. São bem arredondadas e selecionadas. Na área pesquisada, ocorrem várias gerações de dunas, sendo que as mais antigas foram submetidas ao processo de dissipação.

No reverso da praia ocorrem depósitos de areias eólicas, formando pequenos escudos, referidos como ante-dunas ou pró-dunas.

Os depósitos transicionais ou intermediários compreendem os sedimentos de planície de maré, via de regra colonizados pela vegetação de mangue, bem como os das lagunas que secaram dando origem às formações paludiais e as turfeiras. São geralmente de natureza siltico-argilosa e orgânicos, predominantemente de origem vegetal.

Os depósitos praiais, também intermediários, são constituídos por areias quartzosas de granulação fina a média.

Os sedimentos arenosos das restingas, na sua parte inferior, são constituídos de depósitos marinhos de águas rasas, do ambiente nerítico próximo à costa, propriamente da zona peripraial. A parte superior compreende sedimentos mistos de areias eólicas, via de regra dissipadas.

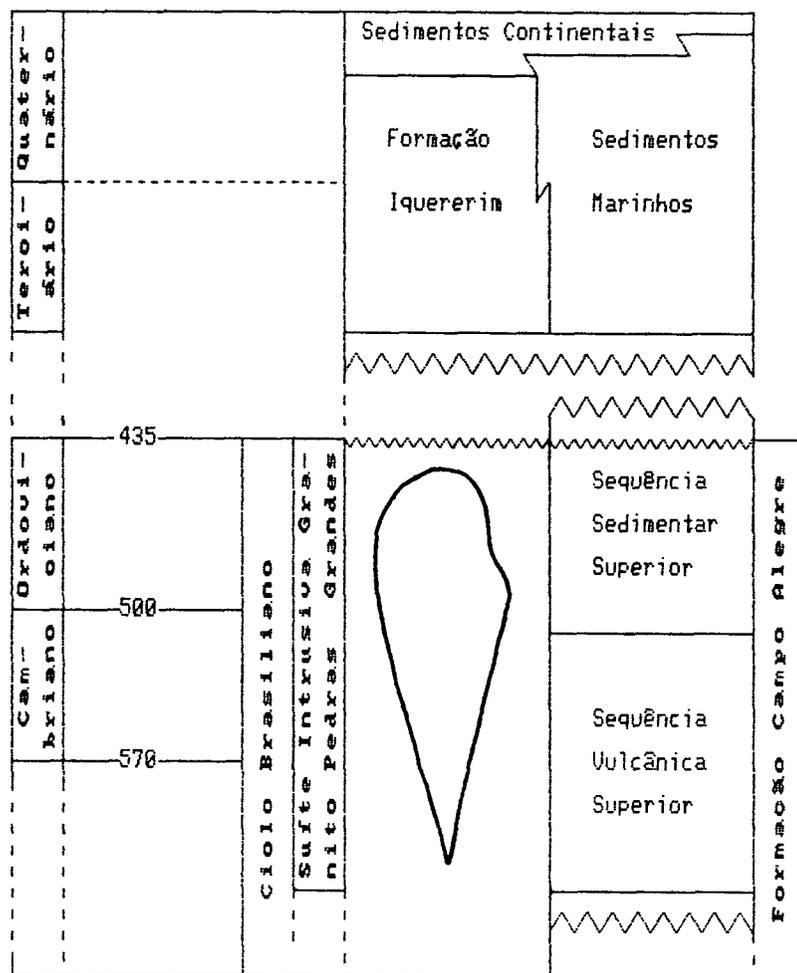
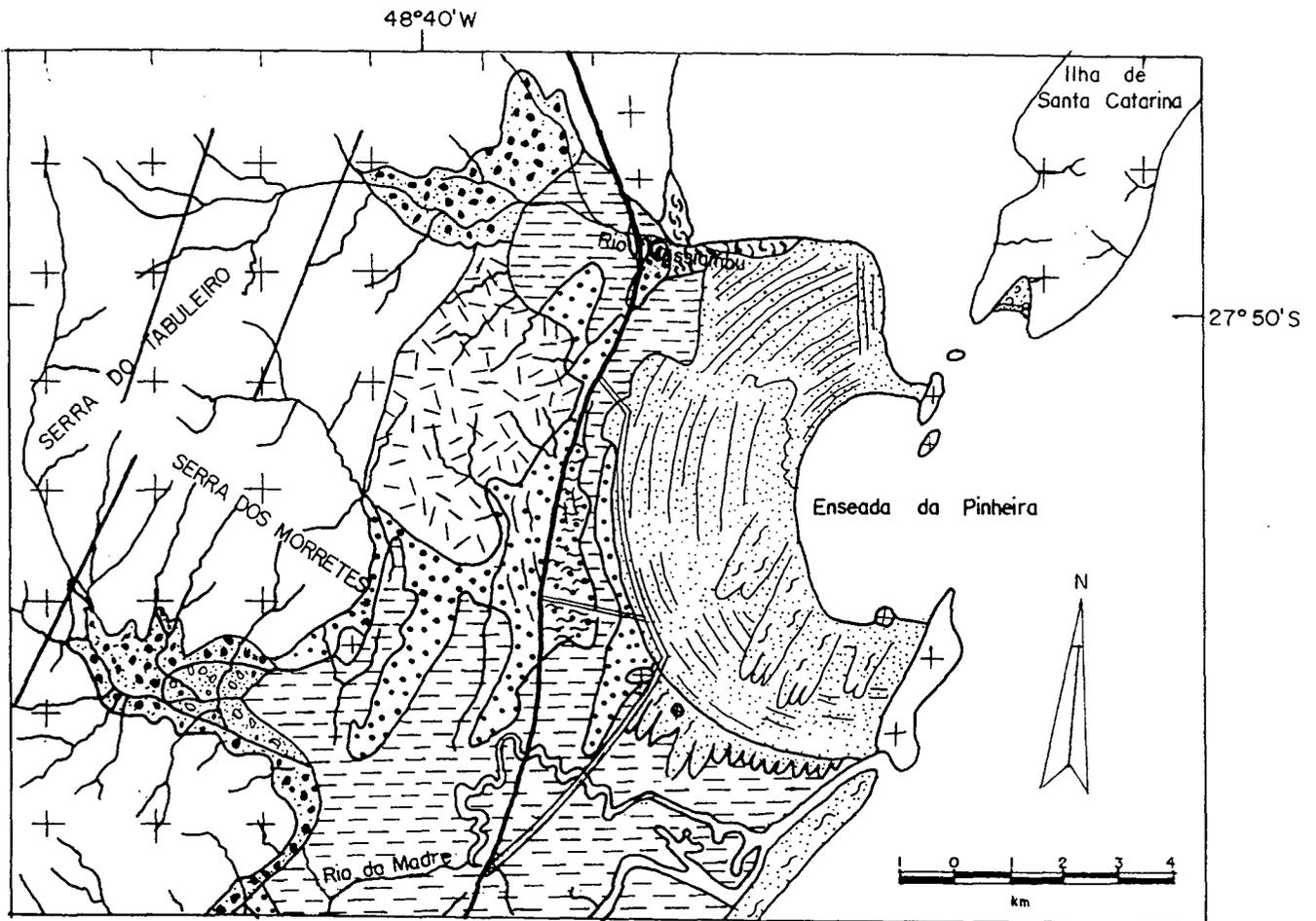


Fig. 6.1 - Coluna estratigráfica da área estudada, adaptada de ANDZEIJ, J. et al., 1986.



MAPA GEOLÓGICO  
 (Adaptado de DNPM, 1986 e MARTIN et al., 1988)  
 por Magaly Mendonça (Dissertação de Mestrado)

Origem e evolução da planície do Campo de  
 ARAÇATUBA - PALHOÇA - SC.

LEGENDA

A) FORMAÇÕES QUATERNÁRIAS:

-  Depósitos intermediários (mangue atual) sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica
-  Depósitos de fundo de baía e lagunar holocênicos sedimentos argilosos e arenosos, podendo conter conchas de moluscos
-  Depósitos marinhos litorâneos holocênicos areias claras bem selecionadas
-  Depósitos marinhos litorâneos pleistocênicos areias bem selecionadas, podendo apresentar coloração mais escura.
-  Depósitos continentais holocênicos (terraços e rampas de dissipação) sedimentos areno-siltico-arenosos com presença de seixos
-  Depósitos continentais Quaternário Indiferenciado (terraços e rampas colúvio-aluvionares) sedimentos areno-siltico-argilosas com presença de seixos, blocos, matações e bolotas de argila (tamanho variando até matação)

B) ASPECTOS MORFOLÓGICOS DA SUPERFÍCIE DOS DEPÓSITOS ARENOSOS

-  Alinhamento de antigos cordões litorâneos
-  Superfície retrabalhada pelo vento: dunas ativas
-  Superfície retrabalhada pelo vento: dunas estabilizadas

FORMAÇÕES PRÉ-QUATERNÁRIAS (SEQUÊNCIAS PRÉ-CAMBRIANO/EO-PALEOZOICO)

-  Formação Carpo Alegre - vulcânicas ácidas: riolitos, traquitos e dacitos e traquiandesitos
-  Suite intrusivas Pedras Grandes granitos leucocráticos com biotita

CONVENÇÕES CARTOGÁFICAS

-  Rodovia Federal pavimentada
-  Rodovia Estadual pavimentada
-  Rede de drenagem

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

-  Contato geológico
-  Falha e/ou fratura

## **7 GEOMORFOLOGIA**

As formas do modelado dependem de muitos fatores, mas estão intimamente relacionadas com o substrato geológico. A morfologia da área estudada, em estreita relação com o embasamento geológico, apresenta dois compartimentos fundamentais: a serra e a planície costeira.

Para descrição e interpretação do relevo de uma região, os fatos geomorfológicos são ordenados e classificados considerando fatores como: litologia, elementos da tectônica, arranjos estruturais, influência de climas atuais e subatuais e semelhança de formas. Considerando tais elementos no todo ou em parte, foram propostas para Santa Catarina, por diferentes autores, divisões taxonômicas muito semelhantes nas quais podem ser encaixados os compartimentos que compõem a área estudada.

O compartimento dos terrenos acidentados, onde afloram as rochas cristalinas, representam as unidades geomorfológicas Serras Litorâneas (Almeida, 1948), Encosta Oriental Catarinense (Valverde, 1957) ou Serras do Tabuleiro/Itajaí (Costa et al, no prelo).

O compartimento dos terrenos planos e suavemente ondulados das formações quaternárias, representam as unidades geomorfológicas Planícies Costeiras (Almeida, 1948), Baixada Litorânea (Valverde, 1957) ou Planícies Litorâneas, respectivamente (Costa et al., no prelo).

### **7.1 - Serra Litorânea**

A Unidade Geomorfológica Serras Litorâneas está representada na área em estudo pela Serra do Tabuleiro.

A Serra do Tabuleiro, juntamente com as demais serras cristalinas litorâneas, compreende um conjunto de feições esculpidas em blocos falhados com vales de falhas, escavados em rochas metamórficas menos resistentes, alinhadas paralelamente, dispostas segundo NE-SW, com os interflúvios esculpidos nas faixas granitizadas (Monteiro, 1958). O relevo da área de ocorrência dos riolitos destaca-se pela presença de cristas aguçadas.

A paisagem é caracterizada por vales profundos com encostas íngremes e sulcadas, separadas por cristas bem marcadas. Entretanto, ocorrem extensas massas granitóides (Granito de Pedras Grandes), que mantêm áreas de aplainamento entre as cotas de 800 a 1.000 m (como a de 1.043 m no Morro do Cambirela, no Município de Palhoça). São estas ocorrências que justificam a denominação "Serra do Tabuleiro" (Bortoluzzi, 1987).

Na Serra do Tabuleiro ocorrem as maiores elevações da unidade, ultrapassando 1.200 m em alguns pontos. As altitudes diminuem gradativamente de oeste, atingindo menos de 100 m no litoral leste, onde esta unidade está representada por pontas,

ilhas e penínsulas dispostas em meio à planície litorânea. As elevações rochosas isoladas, antigamente constituíam ilhas que, posteriormente, foram ligadas ao continente pela sedimentação marinha (Costa et al., no prelo).

Na Planície do Campo de Araçatuba constituem elevações rochosas isoladas o Morro das Cabras, próximo à foz do Rio Massambu, com 63 m; a antiga Ilha dos Papagaios Grande, atualmente um tómbolo, com 65 m; o Costão da Pinheira, ao sul, com 162 m (Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira); e o Morro dos Morretes, na parte centro-sul, com 55 m. Além dos relevos incorporados à planície, há a Ilha dos Papagaios Pequena com 72 m e a Ilha da Fortaleza com menos de 10 m de altitude.

O maciço da Serra do Tabuleiro apresenta-se compartimentado, por ter sido submetido, a partir do Terciário, a sistemas morfoclimáticos úmidos e semi-áridos. A ação destes foi diferencial, pela diversidade de rochas e influências estruturais antigas, atribuídas aos diastrofismos arqueozóicos e proterozóicos (Bortoluzzi, 1987).

Os diversos modelados que compõem esta unidade testemunham os ciclos de erosão que atuaram sobre a superfície. A erosão linear pode ser observada pela dissecação das encostas, cujos vales são geralmente encaixados, predominantemente em forma de "V". Nas vertentes das serras, voltadas para leste, destacam-se patamares e ombreiras relictos da erosão lateral.

## 7.2 - Planície Costeira

A Unidade Geomorfológica Planícies Costeiras corresponde às baixadas, cujo relevo contrasta fortemente com o das serras litorâneas que lhes servem de apoio.

Compreende áreas que apresentam morfologia gerada por processos erosivos e deposicionais, que atuaram sob condições ambientais distintas na sua formação.

O componente geológico fundamental dos representantes dessa unidade são os sedimentos siltico-argilosos e as areias quartzosas, resultantes da combinação de processos relacionados às dinâmicas fluvial e litorânea. A localização de sambaquis bem como dos próprios componentes do modelado, atestam as variações do nível marinho, principalmente a progradação holocênica (Costa et al., no prelo).

A Planície do Campo de Araçatuba, que se dispõe segundo a direção N-S, é representante dessa unidade. Caracteriza-se por apresentar aspectos geomorfológicos diversificados, compreendendo: a) praias; b) feixes de restinga; c) campos de dunas, ativas e estabilizadas, que recobrem sedimentos marinhos e fluviais; d) rampas de dissipação; e) terraços, várzeas e leques; planícies marinha, fluviais, flúvio-marinhas e de marés.

## 7.2.1 - Planície marinha

### 7.2.1.1 - Praias

Na área estudada a presença de elevações rochosas isoladas, unidas ao continente pela sedimentação marinha formam atualmente praias em arco abertos na direção leste, nordeste e sudeste.

A Praia do Sonho não forma um arco, mas um ângulo reto cujo vértice está voltado para o mar. Encontra-se em parte voltada para o norte, e em parte para o leste. A parte voltada ao norte estende-se por 1.500 m, e a parte voltada ao leste, por 1.200 m aproximadamente.

A Praia da Pinheira apresenta uma forma arqueada, com a concavidade voltada para o leste, onde situa-se a Enseada da Pinheira. Estende-se por cerca de 2.800 m, entre o Morro dos Papagaios Grande e o Costão da Pinheira.

No Costão da Pinheira situam-se outras três pequenas praias: Praia de Cima, voltada para o norte, com cerca de 370 m de extensão; e, a Praia do Márcio e a Praia do Joaquim Martins, ambas voltadas para o leste e medindo 250 e 500 m de extensão, respectivamente.

Entre o Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira e a Costa do Siriú, uma restinga, totalmente recoberta por dunas transversas e medindo entre 100 e 250 m de largura, barrou a foz do rio da Madre desviando seu curso. Na concavidade da restinga, voltada para sudeste, situa-se uma outra praia.

Essa praia recebe o nome de Praia da Guarda, até as proximidades do Morro da Faísca, a partir de onde, passa a ser chamada Praia da Gamboa e, próximo à Ponta da Faísca, Praia do Canto. Estas formam um segmento de praia contínuo, voltado para sudeste, medindo aproximadamente 3.800 m de extensão.

As referidas praias são constituídas por areias finas a médias. A presença de clásticos finos, isto é, silte e argila, não pode ser detectada, uma vez que não foram coletadas amostras para análise granulométrica em laboratório.

### 7.2.1.2 - Feixes de restinga

Dentre as feições mais notáveis da planície do Campo de Araçatuba, estão os feixes de restinga. Estes são compostos por cerca de 70 cordões arenosos paralelos, que repetem a forma arqueada da Enseada da Pinheira. Grande número destes cordões está, em parte, recoberto por feições morfológicas eólicas ou destruído pela passagem de cursos d'água.

Na Planície do Campo de Araçatuba os feixes de restinga correspondem a uma ampla faixa de sedimentos marinhos rasos emersos, composta de uma série de cristas paralelas à linha de costa e que representam o resultado da progradação desta. Em di-

reção ao mar, sua altura decresce progressivamente.

Na área estudada, as restingas são feições perfeitamente observáveis tanto no campo como em fotografias aéreas, destacando-se na paisagem.

Os cordões litorâneos dessa área, dividem-se em oito feixes. Cada um desses feixes é caracterizado no seu limite oriental (em direção ao mar), por considerável atividade eólica, cuja expressão vai desde decorações (feições morfológicas) eólicas pouco significativas até campos de dunas parabólicas. A presença de dunas nos feixes interiorizados da planície, é co-temunha da progradação da costa.

Os cordões litorâneos apresentam, entre si, paralelismo quase perfeito. A menor largura do sistema de cordões é de aproximadamente 2 km na extremidade sul. Na parte central da planície, a largura é de 4,5 km, mais ou menos.

Entre o quarto e o sexto feixes de restinga ocorreu uma ingressão, ou seja, um episódio de transgressão marinha localizada, provavelmente atingindo regiões de menor altitude (Francisco Caruso Gomes Jr., inf. oral). Tal fenômeno provocou a abertura de um canal paralelo à curvatura dos feixes, que destruiu parte de muitos cordões e até totalmente alguns deles. A extremidade norte da planície foi a que teve maior número de cordões destruídos parcialmente.

Ao sul do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira, encontra-se uma restinga de aproximadamente 250 m de largura. O desenvolvimento desta causou o barramento da foz dos rios da Lagoa e da Madre, fazendo com que os mesmos se deslocassem longitudinalmente à sua linha. Dessa forma, estes rios passaram a desembocar num novo canal, desenvolvido concomitantemente à restinga, em função de correntes litorâneas de nordeste.

Atualmente o canal é denominado Rio da Guarda do Embaú. Embaú em tupi-guarani significa "língua de areia". Sobre a restinga há um bem desenvolvido campo de dunas transversas.

Outra feição notável e extremamente recente, na Planície do Campo de Araçatuba, é o tómbolo que une a planície de restinga da Enseada da Pinheira à antiga Ilha dos Papagaios Grande. O tómbolo é uma variação da forma da restinga. Seu desenvolvimento deu-se em função da refração das ondas nas ilhas dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequeno e da Fortaleza. Segundo Reitz (1961), a emersão do tómbolo deu-se a pouco mais de 50 anos atrás.

### 7.2.1.3 - Dunas

A cobertura de areias eólicas é bastante significativa. Na planície encontram-se dunas parabólicas e depósitos resultantes da dissipação das dunas. As dunas parabólicas indicam a predominância dos ventos de NE. O nariz destas dunas aponta para sotavento.

Via de regra, as dunas parabólicas são relativamente pequenas, embora possam assumir maior porte como nas adjacências do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira. Em determinados pontos das seqüências dos feixes de restinga, os depósitos eólicos constituem "decorações eólicas" pouco significativas.

No tómbolo entre as praias do Sonho e da Pinheira ocorrem pequenas dunas dos tipos barcana e possivelmente dômica. Esta área encontra-se ocupada por casas de veraneio que são afetadas pelas dunas em movimento. Muitas construções foram literalmente destruídas pela atividade das dunas.

Ao sul, sobré a restinga entre o Rio da Guarda do Embaú e o mar, encontra-se um campo de dunas transversas ativas, bem desenvolvido. O formato dessas dunas é devido à deflexão sofrida pelos ventos de nordeste, em função do Morro da Guarda do Embaú ou da Pinheira.

Na área não foram encontradas dunas longitudinais, nem dunas de retenção.

As dunas mais interiorizadas e mais antigas estão estabilizadas. Em muitas delas as estruturas foram destruídas por processos de dissipação. Essas dunas são constituídas predominantemente por areias avermelhadas. De acordo com Martin et al. (1988), este tipo de duna é mais recente do que 120.000 anos A.P. e mais antigas do que 7.000 anos A.P.

Há dunas fixadas compostas de areias brancas e amareladas. Estas recobrem os depósitos marinhos pleistocênicos e holocênicos, bem como os depósitos fluviais recentes. Martin et al. (1988) as referem como holocênicas. Essas dunas podem ser reativadas caso sua cobertura vegetal seja eliminada pela ação antrópica.

As dunas ativas são formadas somente de areias brancas. Estas normalmente ocorrem mais próximas à linha de praia. Entretanto, no campo ao sul da planície, são encontradas dunas ativas a 2 km do litoral.

#### 7.2.1.4 - Rampas de dissipação

As rampas de dissipação (coluviais-aluviais) situam-se na baixa encosta do Costão da Pinheira (figs. 10.49 e 10.50). São formas suavemente inclinadas, desenvolvidas a partir da dissipação de dunas de captação.

As rampas de areia foram formadas por complexos escorregamentos, aos quais as dunas foram submetidas. Grande quantidade de material coloidal, oriundos do manto de intemperismo dos granitos locais, foi introduzida nas dunas por corridas de lama. A modificação das estruturas originais, bem como a impregnação de areias com material coloidal são relacionadas às mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário. Épocas mais secas, com chuvas concentradas e modificação no revestimento florístico, favoreceram a erosão e remobilização do material encosta abaixo, por processos morfogenéticos (gravitacionais e pluviais) Biga-

rella, 1974).

As chuvas concentradas dissipam as estruturas originais da duna, espalhando as areias ao redor e formando um manto que diminui de espessura à medida que se afasta da mesma. A rampa de areia forma-se pelas corridas de areia e pela coalescência de numerosos pequenos leques aluviais (Bigarella, 1974).

Além da ação de dissipação pelas águas, as dunas podem também ser submetidas à atuação de processos pedogenéticos, dando origem a horizontes de solo (Bigarella, 1974 e 1975). Na rampa do Costão da Pinheira o processo de pedogenização foi observado somente na camada da superfície atual.

Nas rampas de dissipação, as estruturas caracterizam-se por faixas ou lamelas (Bigarella, 1974). Constituem áreas de descontinuidade e fraqueza, enriquecidas e salientadas pela precipitação de colóides ao longo das mesmas, durante a deposição de materiais transportados em fluxos de areias, posteriormente enriquecidos por acréscimos laterais e verticais de colóides (Justus, 1985).

Na rampa de dissipação estudada observou-se quatro camadas distinguíveis pela variação cromática. Em cada uma dessas haviam lamelas ondulantes e contorcidas (fig. 10.49) de material mais coerente que, entretanto não apresentou diferenças granulométricas significativas (fig. 10.51). Essa rampa é formada predominantemente de areia, sendo ínfima a quantidade de grânulo e silte. Como estruturas características foram observadas ainda perturbações pelo crescimento de raízes e atividades de animais.

### 7.2.2 - Planície fluvial

Encontra-se na área um sistema fluvial, cujas cabeceiras situam-se na Serra do Tabuleiro. Trata-se da parte terminal da bacia antes de atingir o oceano.

#### 7.2.2.1 - Leques aluviais

O início da planície, junto ao relevo acidentado, apresenta vestígios de leques aluvionares pretéritos, dissecados, bem como feições atuais.

O leque aluvial apresenta a forma de um segmento de cone com ápice no ponto onde o canal fluvial sai da região montanhosa. O perfil longitudinal é ligeiramente côncavo. Sua superfície apresenta um aspecto anastomosado, da drenagem radial divergente (Suguio & Bigarella, 1979).

A declividade, via de regra, é relativamente suave, podendo atingir inclinações de até cerca de 10°, sendo mais comum 3° a 6° (Reineck & Sing, 1973). A inclinação diminui para jusante de forma descontínua, caracterizando três porções: superior, média e basal (Blissenbach, 1954; Bull, 1964). Popp (1987) refere-se a estas porções como: proximal, média e distal, respectivamente.

Os sedimentos são geralmente avermelhados, constituídos por matacões, seixos, areias, siltes e argilas. Os depósitos grosseiros, conglomeráticos, concentram-se no ápice (porção proximal). Para jusante, o leque passa gradualmente a corpo arenoso (porção média), originado pelo fluxo anastomosado, e finalmente para depósitos de lama (porção distal) (Popp, 1987). A granulação depende da energia ambiental e principalmente do desnível orográfico (João José Bigarella, inf. oral).

A deposição no leque aluvial ocorre a partir do ponto onde o gradiente fluvial diminui abruptamente no limite do relevo acidentado. Entretanto, não é motivada por diminuição brusca na declividade do curso de água como acreditavam Chamberlain & Salisbury (1909), mas por mudança na geometria hidráulica do fluxo, pelo abandono do confinamento do canal principal (Bull, 1964). Isto é, principalmente pela diminuição na profundidade e na velocidade do fluxo, que resultam do aumento da largura do canal, quando o fluxo se espraia sobre o leque (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos de leque, formaram-se tanto pela ação do fluxo torrencial em lençol, derivado das enxurradas, como pela ação de fluxos confinados nos canais anastomosados. Os primeiros são geralmente caracterizados por estruturas sedimentares plano-paralelas (regime de fluxo superior) e os segundos, por estruturas entrecruzadas, predominantemente do tipo acanalado (regime de fluxo inferior) (João José Bigarella, inf. oral).

Na fase torrencial, que origina o fluxo em lençol, a energia é máxima e a estratificação é plano-paralela. Com a diminuição da torrencialidade, as águas passam a fluir nos inúmeros canais do sistema anastomosado (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos formados predominantemente por movimentos de massa, embora semelhantes na forma, caracterizam os cones de corridas de detritos (**debris-flow cones**) (Suguio & Bigarella, 1979).

A literatura refere ocorrência de leques junto a relevos íngremes, devida à ação tectônica ou, eventualmente, erosão. Não encontramos referência ao papel das mudanças climáticas na origem e distribuição dos leques aluvionares.

Entretanto, a literatura refere a ocorrência mais frequente dos leques em regiões semi-áridas, com vegetação aberta, onde as chuvas são concentradas e torrenciais, originando fluxos intermitentes.

Na área de estudo, tais condições não existem atualmente não ocorrendo também a formação de leques aluviais. As condições hodiernas não são propícias para o desenvolvimento das estruturas primárias e dos aspectos texturais encontrados nos depósitos arenosos das localidades de Massiambu Pequeno e Sertão do Campo, no vale inferior dos rios Massiambu Pequeno e da Madre.

Na transição climática para o úmido e mesmo dentro deste, os depósitos da fase anterior semi-árida, foram recobertos por sedimentos mais finos, depositados nas planícies de inundação

do sistema meandrante atual, indicando uma mudança drástica no regime fluvial.

No registro geológico, raramente os leques são preservados, a menos que tenham sido originados em áreas subsidentes como, por exemplo, as depressões intermontanas de origem tectônica, principalmente os "grabens". Os leques, nesta região, chegam a coalescer, originando extensos planos inclinados, conhecidos como piemontes aluviais (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos dos leques aluviais da área estudada são predominantemente grosseiros (arenosos ou rudáceos), com graus de arredondamento variáveis, desde angulares a subarredondados. As frações finas siltico-argilosas ocorrem na forma de finas camadas intercaladas entre aquelas mais grosseiras.

Na porção superior do leque localizado na área de Massambu Pequeno (fig. 10.44 a 10.46), verificou-se a predominância, de certo modo, de materiais arenáceos, além de uma contribuição pouco significativa de material siltico-argiloso. Nesta porção, na realidade, encontrou-se remanescentes de um antigo leque dissecado. O material mais grosseiro, composto de matações e blocos, foi encontrado a jusante desta.

Nos vestígios de leques aluviais do Rio da Madre (figs. 10.8 a 10.43), predominam os depósitos arenosos ricos em estruturas primárias características, envolvendo seixos, blocos e até matações de grande porte. Ocorrem ainda, bolas de argila e uma camada areno-siltico-argilosa, envolvendo um grande matação.

#### 7.2.2.2 - Terraços

No início da planície, no curso inferior do Rio da Madre são observados vários níveis de terraços, inclusive barrando cursos, dando origem a pequenas lagoas.

Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação abandonadas (Leopold et al., 1964). Consistem de área plana ou em bancadas, de extensão variável, limitada de um lado por um terreno mais elevado e do outro por barrancos em direção ao curso atual dos rios. Estes situam-se bem acima do nível atual do rio, não sendo atingido pelas águas nem mesmo durante as enchentes normais.

De acordo com Martin et al. (1988), os depósitos aluviais mais grosseiros, em geral, são mais antigos do que os mais finos. Correspondem os primeiros a condições paleoclimáticas semi-áridas, enquanto os últimos foram formados sob condições de paleoclimas semelhantes às atuais.

/ Na área estudada, estes terraços são compostos basicamente pela associação de camadas de cascalho e depósitos arenosos. Os depósitos mais finos foram encontrados a jusante dos mais grosseiros, o que sugere duas fases diferentes de deposição./

### 7.2.2.3 - Rampas colúvio-aluviais

As rampas colúvio-aluvionares são feições suavemente inclinadas para o centro do vale, que recobrem os baixos terraços. Originaram-se essencialmente por processos de solifluxão e de escoamento superficial, desenvolvidos em várias etapas e de maneira cíclica.

O caráter aluvial é dado às rampas pelo espriamento de depósitos coluviais nas bordas de vales de fundo chato. Estes, cobrindo aluviões ou se interdigitando com os mesmos, tornam difícil a separação dos dois tipos de depósitos.

As condições climáticas vigentes durante a formação das rampas colúvio-aluvionares constituem uma questão que permanece em aberto. Seu desenvolvimento parece estar associado à umidificação do clima. Contudo, nas flutuações climáticas do úmido para o seco, as chuvas podem contribuir para a saturação, com água, do manto do intemperismo, promovendo então solifluxão generalizada (Bigarella & Mousinho, 1965)

As rampas colúvio-aluvionares são constituídas por produtos detríticos provenientes das vertentes, caracterizados pela ausência de estrutura e baixo coeficiente de seleção. Na área estudada, predominando, os sedimentos arenosos. Entretanto registrou-se, em todas as amostras, percentagens de grânulos, silte e argila.

### 7.2.2.4 - Planície de inundação

A planície de inundação é a capa detrítica que recobre os terrenos planos que margeiam os canais fluviais dos rios. É também considerada o leito maior dos rios.

Na Planície do Campo de Araçatuba as planícies de inundação ocorrem ao longo do curso inferior dos rios Massiambu e da Madre e de seus afluentes.

A largura da planície de inundação depende do tamanho do rio, da ordem relativa de encaixamento e da resistência das rochas das paredes dos vales (Leopold et al., 1964). Na área, os rios são relativamente estreitos, porém são margeados por terrenos largos e planos. A espessura da planície de inundação, que no início é pequena, tende a se expandir durante as cheias, apesar de haver escavação e preenchimento (Bigarella & Mousinho, 1965).

Num corte nas margens do Rio da Madre (fig. 10.43), na localidade de Morretes, nas cinco amostras em seqüência vertical, predominam as areias finas. Quantidade insignificante de silte aparece apenas em algumas delas.

Os terrenos ocupados pelo curso inferior dos rios Massiambu e da Madre têm sido referidos por Martin et al. (1988) como formados por sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías, datados do Holoceno.

Os depósitos de planície de inundação propriamente ditos representam sedimentação vigente em clima úmido, caracterizando a paisagem do fundo do vale.

As diferentes formas de modelado existentes nas unidades geomorfológicas Serra Litorânea e Planície Costeira podem ser identificadas na figura 7.1 e no Mapa Geomorfológico (no envelope), respectivamente.

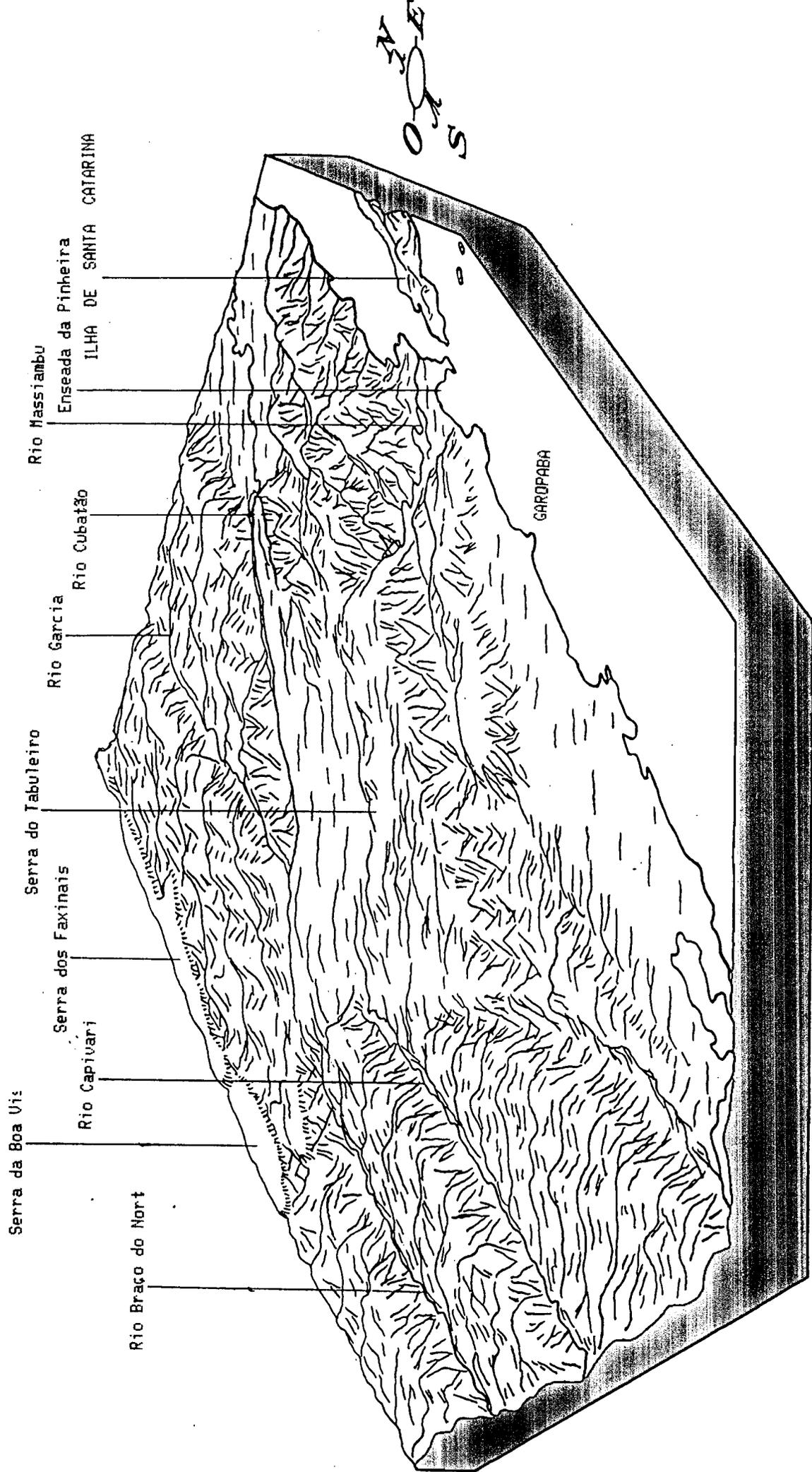


Fig. 7.1 - Bloco-diagrama da Serra do Tabuleiro (adaptado de Peluso Jr., 1952).

## **8 AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO E PROCESSOS**

### **8.1 - Marinheiros**

#### **8.1.1 - Considerações sobre o transporte**

Os principais agentes de transporte, que constroem e modificam a costa e suas adjacências submarinas, são as ondas e as correntes litorâneas.

O empilhamento das águas junto à costa, causado pelas ondas, tende a produzir correntes na área afetada pela perturbação; e estas, por sua vez, reagem contra as correntes de marés, e assim por diante. Junto à costa, todos os movimentos estão sujeitos a mudanças a curta distância (Bigarella & Suguio, inédito). Quando a costa é complexa, o movimento das ondas torna-se heterogêneo, com formação de correntes pulsantes (Zenkovich, 1967).

O movimento oscilatório das ondas e as irregularidades nas correntes da zona litorânea, tornam o transporte dos sedimentos nas praias mais complexo que em canais e rios. Nestes, o transporte por fluxo contínuo permite a determinação de uma força de arraste (**shear stress**) representativa. Entretanto, os princípios físicos envolvidos devem ser essencialmente os mesmos (Bruun & Lackey, 1962).

Na praia, como resultado do movimento oscilatório das águas (saca e ressaca), os sedimentos são rolados para frente e para trás, com pequeno deslocamento lateral em direção à propagação das ondas. A capacidade de transporte na ressaca é menor que na saca, devido a parte da água se infiltrar nas areias da praia e a onda retornar apenas por gravidade (Bigarella et al., 1966).

Para Inman (1960), as ondas e correntes derivadas das praias arenosas, são os principais fatores atuantes no estado de equilíbrio da distribuição dos detritos litorâneos.

Pires Neto (1978) refere que "a intensidade da ação das ondas e das correntes depende da orientação da praia, a qual, por sua vez, se relaciona com o tamanho das ondas e com a direção preferencial dos ventos".

Quando as ondas atingem as praias sob ângulos de 40 a 50°, a velocidade de transporte e o volume de sedimentos transportados são maiores. Admite-se serem igualmente importantes, neste sentido, a granulometria das partículas e os parâmetros médios das ondas (Mendes, 1984).

Estando o perfil da praia e os sedimentos praias sujeitos à ação das ondas e de outros fatores de intensidade variável, três zonas de diferentes intensidades de energia podem de-

envolver-se: a zona de turbulência e arrebatção, a zona de movimentação ou translação e a zona de espraiamento (Fig. 8.1).

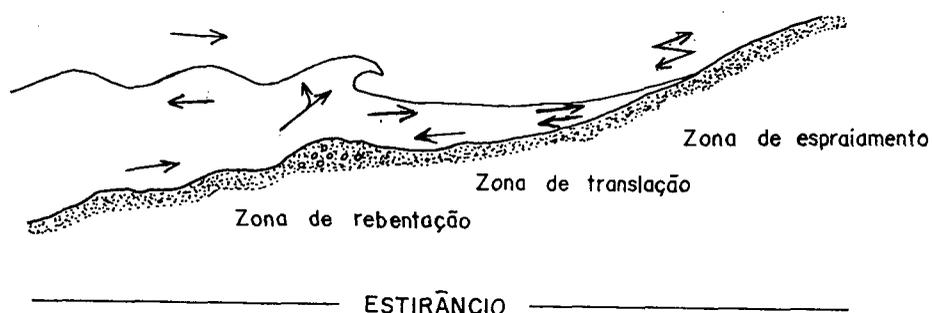


Fig. 8.1 - Representação esquemática da hidrodinâmica litorânea acima do nível de base das ondas (substrato arenoso) (segundo Mendes, 1984).

A zona de arrebatção e também a zona de deposição dos sedimentos grosseiros estão continuamente em movimentação, devido à variação da maré. Esta movimentação acontece em função da amplitude de marés (Pires Neto, 1978).

Na zona de turbulência e arrebatção (**breaker zone**) é acumulado o material grosseiro, cujo transporte se dá por arrastamento. Neste ponto, as ondas dispõem a sua maior energia, colocando somente o material fino ( $<0,1$  mm) em suspensão. Entretanto, a maior parte desse material retorna para o mar, pelo refluxo (Pires Neto, 1978).

De acordo com Mendes (1984), "as ondas podem selecionar os sedimentos de praia com grande eficiência. As partículas mais finas são transportadas para a plataforma continental e as mais grosseiras são selecionadas de acordo com a granulometria".

A zona de movimentação ou translação (**surf zone**), situa-se entre a zona de arrebatção e o limite inferior do estirâncio. Para alguns autores, esta inicia-se na linha mais externa da arrebatção. Esta zona não se configura em praias muito inclinadas (Mendes, 1984).

Nesta zona, o transporte de areia dá-se, principalmente, como carga de fundo (75%) e em menor porcentagem (25%) como carga suspensa (Komar, 1978). A carga de fundo é movida por deslizamento, rolamento e saltação. A carga suspensa é movida nas correntes litorâneas (**longshore currents**) e ondas de arrebatção (Ruhe, 1975).

Na zona de espraiamento (**swash zone**), onde a massa de água flui para cima e retorna para o mar por influência da gravidade, os sedimentos são movidos em zig-zag. Como normalmente ocorre um movimento das ondas oblíquo à praia, as partículas de areia no fluxo da onda são movidas para cima em direção da propagação da onda, enquanto que no refluxo retornam seguindo a linha de maior inclinação do estirâncio (Bigarella et al., 1966). Segundo Kuenen (1950), em virtude da ação oblíqua das ondas nas praias, a areia mais grosseira desloca-se mais rapidamente que a areia mais fina.

### 8.1.1.1 - Ondas

As ondas desempenham importante papel na determinação das características dos ambientes costeiros, tanto em termos físicos como biológicos. Sua ação se dá pelo impacto direto na praia e pelo transporte de sedimentos.

A maioria das ondas são produzidas pelo atrito do vento com a superfície aquosa. As ondas que resultam da ação do vento propagam-se muito além da região de origem (Bigarella & Suguio, inédito). As ondas originadas pelos ventos não migram necessariamente na sua direção, porém num espectro de direções (Vollbrecht, 1957)

Normalmente, as vagas são conseqüentes à ação dos ventos predominantes. Os ventos que sopram junto à costa variam periodicamente. A alteração no rumo predominante (**fetch**) do vento, é acompanhada pela direção das ondas mais fortes (Bigarella & Suguio, inédito).

. Ao largo da costa da Flórida, por exemplo, o rumo predominante (**fetch**) no verão é do sul, procedendo desta região, a direção das ondas mais fortes. As condições de ondas mais fracas ocorrem no inverno, quando os ventos de noroeste sopram da terra para o mar (Gorsline, citado por Bigarella & Suguio, inédito).

As características das vagas dependem da velocidade e duração dos ventos, do comprimento e do rumo, além das particularidades hidrográficas da costa. É a energia das ondas o fator mais importante no controle da dinâmica costeira, pela erosão das formações litorâneas, transporte e deposição de sedimentos, entre outros eventuais fenômenos (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando a energia do vento é transferida para a superfície das águas por uma força tangencial, é criada uma turbulência do fluído, formando-se ondas que passam a atuar como obstáculos ao seu fluxo, originando diferenças de pressão entre as áreas de barlavento e sotavento. Essa diferença de pressão propicia a propagação e o crescimento das ondas. Este modo de formação das ondas foi estudado e proposto por Jeffreys (1925), Munk & Sverdrup e Milles, citados por Pires Neto (1978).

Na ausência de vento verifica-se também um movimento de transporte de água no sentido da propagação das ondas. Isso ocorre em virtude das partículas de água, em seu movimento orbital, moverem-se ligeiramente mais rápido no sentido da propagação das ondas do que no sentido contrário. Ao completar uma revolução na órbita a partícula sofre um pequeno avanço (Kuenen, 1950).

A onda caracteriza-se pelo seu comprimento de onda (C), pela altura (A) e pelo período (T). O comprimento corresponde à distância horizontal entre duas cristas sucessivas. A altura é a medida vertical, representada pela diferença de cota entre a calha ou base da onda e a crista. O período constitui o intervalo de tempo decorrido entre a passagem de duas cristas consecutivas por um ponto fixo no espaço (Pires Neto, 1978).

A velocidade de transporte é considerável nas ondas altas e íngremes, porém muito pequena nas ondas baixas de período longo (Bigarella & Suguio, inédito). Em água rasas as ondas atingem o fundo, e o movimento orbital das partículas de água passa de circular a elíptico, com base cada vez mais achatada, até que o movimento se transforme num vai-e-vem retilíneo (Kuenen, 1950).

Nas ondas de altura muito pequena, nas quais a relação comprimento-altura é de 100:1 ou mais, o perfil aproxima-se da senóide. Entretanto, a forma real da onda é uma trocóide, cuja crista é estreita e íngreme e a calha ampla (Bigarella & Suguio, inédito).

A velocidade da onda (V), é a razão de propagação, que é obtida pela relação entre o comprimento de onda e o período, segundo a expressão:

$$V = \frac{C}{T}$$

Na propagação das ondas trocoidais, as partículas descrevem órbitas circulares, cujo raio é igual a "r" junto à superfície, e menor em profundidade, embora o período e o comprimento das ondas permaneçam constantes. A velocidade de propagação de uma onda trocoidal, segundo Gerstner (citado por Zenkovich, 1967), é:

$$V = \sqrt{gC/2\pi} \approx 1,25 \sqrt{C}$$

O período e o comprimento de onda apresentam a seguinte relação:

$$T = \frac{\sqrt{2\pi C}}{g} \approx 0,8 \sqrt{C}$$

A onda alcança seu tamanho máximo quando o vento se mantém por grandes distâncias. Quanto mais forte o vento mais longo o tempo para o desenvolvimento de ondas máximas. A velocidade das ondas aumenta rapidamente com o tempo e chega a ser uma vez e meia mais veloz do que o vento que a formou (Bigarella & Suguio, inédito).

A altura das ondas depende da força e duração da ação do vento, do comprimento e do rumo da onda (fetch). Em águas profundas a relação entre altura e comprimento encontra-se entre 0,03 e 0,065 (Zenkovich, 1967).

Kuenen (1950) exemplifica com as alturas máximas de ondas para um vento de 60 km/h:

Rumo em km	5	10	20	50	100	500
Altura máxima em m	0,9	1,4	2,0	3,1	4,2	6,2

As maiores ondas são encontradas no Hemisfério Sul, ao

largo da costa da Antártida, devido ao grande comprimento do ru-  
mo, alta velocidade dos ventos e sua longa duração. Alturas de  
mais de 15 m são excepcionais. A esta altura corresponde um com-  
primento de onda de 300 m. Comprimentos maiores, de até 824 m,  
têm sido referidos (Kuenen, 1950).

Segundo Tanner (1971), o comprimento das ondas e/ou  
sua altura influem de forma considerável na granulação e no  
espaçamento das cristas das marcas de ondulação.

#### 8.1.1.1.1 - Energia das ondas junto à praia

As ondas superficiais produzidas pela ação da força dos  
ventos superficiais são as principais responsáveis pelas mudanças  
na praia. Assim sendo, a partir do conhecimento dos ventos domi-  
nantes, é possível formular uma previsão das características de  
tais ondas (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando uma onda atinge a região costeira, transforma a  
energia que lhe foi fornecida pelo vento em trabalho. Dessa for-  
ma, altera a morfologia da costa através da operação de uma série  
de processos (Zenkovich, 1967). Na teoria da trocóiide, referida  
por Bigarella & Suguio (inédito), as energias potencial e ciné-  
tica são iguais, e sua soma é dada pela seguinte expressão:

$$E = \frac{1}{8} A^2 C$$

onde A e C representam, respectivamente, a altura e o comprimento  
da onda.

Nos problemas de erosão costeira é importante conhecer  
a energia envolvida. Stapor (1971) usa uma técnica baseada na  
quantidade de areia movida e a distância percorrida num dado  
tempo. O volume é transformado em massa (m) e a distância e tempo  
em velocidade (v), de sorte a aplicar a fórmula da energia ciné-  
tica:

$$E = \frac{mV^2}{2}$$

Esta fórmula possibilita uma estimativa do trabalho  
realizado. Na costa do golfo do México, a SW de Tallahassee  
(Flórida), para diferentes áreas, num período de 68 anos, a média  
dos valores varia desde  $0,3 \times 10$  erg/seg (energia muito baixa)  
até  $170 \times 10$  erg/seg (energia moderadamente alta) (Stapor, 1971).

#### 8.1.1.1.2 - Tipos de ondas

##### A - Ondas de águas profundas

As ondas originadas em águas profundas, pelos ventos ao  
largo da costa, são denominadas **vagas de longo comprimento**  
(**swell**) (Bigarella et al., 1966). Pires Neto (1978) refere-se às

mesmas como "distendidas".

Em mar aberto, as dimensões das ondas dependem da velocidade (= energia) e duração dos ventos que a geram, bem como da superfície de água disponível. Nos locais onde as ondas são formadas, o padrão de movimentação da superfície marinha é muito complexo, apresentando ondas com períodos, amplitudes e sentido de propagação variáveis. Porém, à medida que se afastam da área de formação, as ondas gradualmente deixam de sofrer a influência do vento, adquirindo um padrão mais regular. Com a distribuição de sua energia por maior extensão do oceano, a amplitude das ondas diminui, entretanto, seu comprimento é mantido (Bigarella & Suguio, inédito). O comprimento dessas ondas é inferior ao dobro da espessura da lâmina d'água, ou seja, sua ação não afeta o fundo (Mendes, 1984).

### **B - Ondas de águas rasas**

A uma profundidade de cerca de metade do comprimento de onda, as ondas começam a encontrar o fundo (Bruun & Lackey, 1962). Em águas rasas, depois que a base toca o fundo, a velocidade e o comprimento diminuem, a amplitude aumenta e a porção frontal torna-se mais inclinada para frente até tombar, ocorrendo a quebra ou arrebentação da onda. Dessa forma, a zona de arrebentação é seguida pela zona de surfe, que é sucedida pela zona de espraiamento da onda, em direção à praia (Bigarella & Suguio, inédito). As ondas de águas rasas apresentam, em perfil, crista estreita e alta, contrastando com sua depressão larga e chata (Mendes, 1984).

Durante as tempestades, as ondas são mais longas e seu nível de base efetivo alcança partes mais profundas da frente praial (estirâncio e pós-praia), afetando, assim, as características dos sedimentos de fundo (Bigarella & Suguio, inédito).

As ondas de tempestades, também referidas como vagalhões ou mar crespo, são consideradas como um tipo de onda confuso e irregular. Formam-se onde agem os ventos de tempestades locais (Bigarella & Suguio, inédito). Pires Neto (1978), refere-se às ondas irregulares e de difícil caracterização, geradas na área de influência dos ventos, como "marinhas".

### **C - Ondas de oscilação e ondas de translação**

As ondas de oscilação propagam-se através de movimento oscilatório das partículas de água sem que estas sofram um deslocamento considerável (Mendes, 1984).

Em águas profundas, a influência das ondas de oscilação é muito limitada abaixo da superfície da água, devido ao movimento orbital das partículas de água que é muito pequeno no sentido de propagação das ondas (Bigarella & Suguio, inédito).

Um tipo de onda de translação forma-se quando a trajetória das partículas de água segue o sentido de propagação da onda. Isto ocorre em águas rasas e especialmente próximas à zona

de arrebatção, onde as ondas perdem continuidade, tornando-se individualizadas (Bigarella & Suguio, inédito).

O efeito das ondas de translação é o efetivo deslocamento de água, pelo qual os detritos são arrastados no sentido da costa, quando passam as suas cristas, e no sentido do mar, quando passam as suas depressões. Com a proximidade cada vez maior do fundo as ondas têm sua altura aumentada, o que as tornam assimétricas, com o flanco mais inclinado voltado para o lado da costa e o mais suave para o lado do mar, até a arrebatção. Ocorrem, freqüentemente, duas linhas de arrebatção separadas por uma depressão (**longshore trough**). Esta é relativamente profunda e nela as ondas de translação podem reorganizar-se em pequenas "ondas de oscilação" (Mendes, 1984).

#### D - Arrebatção e surfe

Com a aproximação da costa e o contato com o fundo, ocorre inicialmente um ligeiro decréscimo na altura das ondas. Em seguida há, progressivamente, um aumento na sua altura e ingriedade, tornando as cristas agudas até o ponto da arrebatção, de onde saltam para a frente desintegrando-se numa massa turbulenta. As vagas de longo período sofrem um aumento de quase duas vezes a altura original, enquanto a altura das ondas de período curto pouco se modifica (Bigarella & Suguio, inédito). A quebra da onda é acompanhada por aceleração e velocidade progressivamente altas (Bruun & Lackey, 1962).

A profundidade na qual ocorre a arrebatção relaciona-se com a altura da onda, sua natureza e direção e força do vento. Na arrebatção mergulhante, a frente da onda torna-se côncava e a crista pende para frente e parece cair verticalmente. Ocorre quando a profundidade da água é aproximadamente igual à da altura da onda. Na arrebatção progressiva, a profundidade da água é maior do que a altura da onda (Bigarella & Suguio, inédito). A arrebatção mergulhante ocorre durante longos períodos de vagas suaves, enquanto a que se derrama se relaciona com ondas geradas por ventos locais (Shepard, 1948).

#### E - Refração das ondas

A refração de ondas ocorre devido à influência da topografia do fundo oceânico sobre o padrão de propagação das mesmas.

Em águas profundas, as cristas das ondas movem-se paralelas ao contorno de fundo. Em águas rasas, ao aproximar-se em ângulo agudo em relação às isóbatas e à linha de costa, a onda encontra profundidades diferenciadas. Em virtude das diferenças de profundidade sua velocidade e comprimento de onda são também reduzidos diferencialmente. Quando certa porção da frente da onda atinge partes mais rasas passa a ser defletida. Ao largo de muitas costas, devido à grande variação de profundidade, a frenagem das ondas se faz de forma diferencial (Goldsmith, 1972).

A distribuição de energia ao longo da linha de praia tem como fator mais importante o padrão de refração da onda. Em

linhas de costa com contorno retilíneo ou suavemente curvo e curvas de nível paralelas àquela conformação, a distribuição da energia das ondas é aproximadamente uniforme em toda a sua extensão. Por outro lado, naquelas com fortes irregularidades de fundo, a energia da onda é concentrada nas feições emersas, principalmente recifes e ilhas. Quanto maior a concentração de energia de onda em determinado local da costa, mais intensa será a erosão neste local, do contrário, a distribuição será mais uniforme, e a erosão menor. A refração das ondas demonstra uma concentração de energia a montante dos altos topográficos e uma diminuição a montante dos baixos (Goldsmith, 1972).

Munk & Taylor (1947), analisaram as relações básicas entre refração das ondas e os padrões resultantes da energia da onda na praia, bem como seus processos. Os referidos autores verificaram que, para um trecho de 3 km de costa, os raios das ondas tendem a divergir para a montante da cabeceira do canhão submarino e a convergir nas áreas situadas entre os canhões. As ondas mais altas ocorrem onde os raios (ortogonais) tendem a convergir, e as menores ondas, onde os raios são divergentes.

Ondas longas são mais refratadas do que ondas curtas pois atingem o fundo antes do que estas que apresentam menores variações de altura junto à costa. A localização das desembocaduras ou calhetas ao longo das restingas arenosas depende muitas vezes do padrão de refração das ondas (Bascom, 1954). Onde as ortogonais divergentes atingem a praia, as bermas possuem menores alturas em função da menor altura da onda, facilitando o acesso dos rios ou lagoas ao oceano (Bigarella & Suguio, inédito).

De acordo com Bigarella & Suguio (inédito) o estudo da refração das ondas vem sendo realizado, objetivando a solução dos sérios problemas ligados à erosão e acreção na praia (Goldsmith & Colonnell, 1970); o emprego do modelo de padrão de ondas ("Wave climate") na análise da morfologia dos deltas fluviais (Coleman & Wright, 1971); o desenvolvimento e manutenção de células sedimentares e morfológicas na área peripraial (May & Tanner, 1973); o planejamento dos surfes recreativos (Walker et al., 1972); a implantação de calhetas com molhe (Goldsmith et al., 1973); entre muitas outras aplicações.

Na área estudada, a refração das ondas é, em parte, responsável pela configuração da costa. O padrão em arco das restingas e da Enseada da Pinheira deve-se à refração das ondas em antigas e atuais ilhas como o Costão da Pinheira, ilha dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequena, Fortaleza e mesmo no Costão da Guarita, sul da Ilha de Santa Catarina. A refração das ondas nas ilhas dos Papagaios Grande, dos Papagaios Pequeno e Fortaleza, causando a sedimentação na retaguarda da primeira, no lugar de encontro dos dois conjuntos de ondas refratadas, proporcionou o desenvolvimento do Tômbolo dos Papagaios Grande.

#### 8.1.1.1.3 - O trabalho das ondas

A ação das ondas pode ter dois tipos de efeito sobre a praia: **erosão e deposição.**

A **erosão** é causada por ondas irregulares, íngremes (inclinação menor que 0,03) e de alta freqüência (13-15 por minuto), resultantes de ventos fortes, do mar para a terra. O efeito erosivo deve-se ao ângulo de arrebentação, que gera pouco fluxo de sedimentos praia acima, e à alta freqüência, que resulta em refluxo efetivo, dificultando a percolação.

A **deposição** ocorre pela ação de ondas longas e regulares, de baixa freqüência (6-8 por minuto) e mais oblíquas em relação à superfície da praia, resultantes da ação de ventos longínquos. A menor freqüência e o ângulo de arrebentação mais oblíquo favorecem um fluxo de sedimentos mais efetivo e uma considerável percolação.

As ondas que provocam os efeitos acima descritos são denominadas "ondas destrutivas" (**destructive waves**) e "ondas construtivas" (**constructive waves**) (Lewis, citado por Kuenen, 1950 e por Sparks, 1961; Kuenen, 1950; Sparks, 1961; Mendes, 1984).

Pires Neto (1978) menciona que durante a atuação de ondas altas de períodos curtos, quando as areias são mantidas em suspensão, também a praia se retrai devido a movimentação dos sedimentos dentro do estirâncio e ao forte refluxo das ondas.

De acordo com Inman (citado por Pires Neto, 1978) as praias atingem seu melhor desenvolvimento quando da presença de oscilação das águas na zona de translação. Sob a ação das cristas da onda, a turbulência e a força de suspensão são máximas, ocorrendo, contudo, deposição dos sedimentos clásticos. A atuação de ondas pequenas, em particular, movimenta, na praia, o material, que permanece em suspensão somente durante a passagem da crista da onda. O material fino, que permanece em suspensão durante os intervalos de onda, é posteriormente transportado para o largo pelas correntes de retorno, durante os períodos de grandes ondas (Pires Neto, 1978).

Bigarella et al. (1966) atribuem, também à granulação e composição, a variação na intensidade da ação das ondas, destrutiva ou construtiva.

A ação das ondas na zona litorânea é suficientemente intensa para mover todo tipo de material, formando depósitos com diferentes composições granulométricas. Entretanto a composição dos depósitos praias não são afetados somente pela ação das ondas, mas dependem amplamente do tipo de material disponível (Pires Neto, 1978).

Em águas rasas, devido à fricção no fundo, a erosão e o transporte de sedimentos são mais efetivos (King, 1961). Entretanto, a energia das ondas é reduzida pelo atrito (Bigarella & Suguio, inédito).

Bigarella & Suguio (inédito) referem que as mudanças históricas da linha de costa refletem grandes variações na altura das ondas e, embora menos, também no tamanho dos grãos. O aumento dos grãos é função de um incremento da energia das ondas na praia. As mudanças nos parâmetros das ondas ao longo da costa re-

fletem-se nos processos praiiais que condicionam a linha de praia.

Na área estudada, a ação dos ventos, que sopram diariamente para a costa, é muito mais forte e efetiva do que a dos ventos que sopram da costa para o mar. Isto torna mais forte o movimento da água junto ao fundo e o poder transportante em direção à costa, contribuindo para o contínuo acúmulo de sedimentos na praia.

#### 8.1.1.2 - Marés

As marés são subidas e descidas periódicas da superfície do mar em virtude da atração gravitacional da Lua e, em menor grau, do Sol. Se não houvesse a interferência dos continentes, ocorreria maré alta nas regiões voltadas e opostas à Lua e maré baixa nas regiões intermediárias. Entretanto, as características das marés são determinadas parcialmente pelo tamanho e forma das bacias oceânicas, sendo seus efeitos sentidos mais fortemente em áreas oceânicas rasas e relativamente fechadas (Bigarella & Suguio, inédito).

As maiores amplitudes de marés (marés de primavera ou de sizígia) acontecem quando a Lua e o Sol se encontram do mesmo lado ou em lados opostos da Terra. As menores variações (marés de quadratura) acontecem quando a Lua e o Sol formam um ângulo reto com a Terra.

Os ciclos astronômicos, isto é, a posição relativa do Sol, Lua e Terra, de intervalos mais longos, também influenciam as variações de amplitude de marés. A Lua, por exemplo retorna a uma posição similar em relação à Terra a cada 27,5 dias, mas sua órbita é tal que ela retorna exatamente à mesma posição relativa a cada 18,6 anos. Considerando tais ciclos, uma determinação precisa do nível médio do mar, a partir das medidas de um mareógrafo, exige observações superiores a esse período. Entretanto para uma estimativa razoável bastam medidas feitas durante dois anos (Bigarella & Suguio, inédito).

As marés máximas requerem além do alinhamento da Terra com a Lua e o Sol, a coincidência deste com as mínimas distâncias entre os referidos astros. Esses eventos, quando acompanhados de ventos fortes e persistentes e dirigidos à costa, causam muitos dos alagamentos costeiros (Shepard, Sullivan & Wood, s.d.).

As amplitudes de variações são pequenas. Em mar aberto são da ordem de 0,5 m, aumentando nas áreas costeiras de águas rasas especialmente em golfos e baías. Quando as amplitudes de marés de primavera são inferiores a 2 m, têm-se ambientes de micromarés; de 2 a 4 m, de mesomarés; e mais de 4 metros, macromarés (Hayes, 1975).

As micromarés são características das costas dos oceanos Atlântico, Pacífico, Índico e mares internos. Áreas de macromarés são encontradas, por exemplo, na baía de St. Michel (NW da França) com mais de 9 m e na baía de Fundy (Canadá) com mais de 15 m. A amplitude máxima conhecida das marés atinge mais de 17 m e ocorre em Burnt Coat Head, na Nova Escócia (Canadá). Neste lo-

cal, as correntes de maré desempenham um papel importante na sedimentação. No Rio Amazonas, as ondas geradas pela entrada das marés no seu estuário atingem alturas de cerca de 9 m, mas em grande parte da costa brasileira tem-se ambientes de micro a mesomarés (Bigarella & Suguio, inédito).

A geomorfologia costeira é consideravelmente influenciada pelos contrastes em amplitudes de marés (Davies, 1964). Quando a amplitude de maré é grande formam-se amplas planícies de maré que enfraquecem a capacidade erosiva das ondas, enquanto marés de pequena amplitude, por outro lado, favorecem a formação de falésia por erosão, pela ação das ondas e impedem a formação de pântanos salobros nas regiões costeiras (Bigarella & Suguio, inédito).

As forças responsáveis pelo fenômeno das marés geram também correntes de marés. As ondas de maré possuem períodos extremamente longos, os quais produzem fluxos na mesma direção por aproximadamente 6 h (Bigarella & Suguio, inédito).

As oscilações de marés são de dois tipos: um é progressivo e o outro é representado pela onda estacionária.

Na oscilação progressiva a calha e a crista da onda de maré avançam. As velocidades são maiores na crista e na calha da onda. A água move-se numa velocidade máxima, numa direção, na enchente, e com a mesma velocidade, porém em sentido oposto, na vazante. Este tipo de maré encontra-se no oceano aberto, não apresentando amplitudes muito altas (Shepard, 1948).

No tipo de onda estacionária, a calha e a crista se mantêm fixas horizontalmente. A velocidade máxima ocorre aproximadamente na meia maré, fluindo durante a enchente. Os pontos de maior velocidade estão nos nós e os de menor nos antinós, onde as águas sobem e descem. Nos nós as flutuações de nível são mínimas e nos antinós são máximas. Este tipo desenvolve-se em corpos de água parcialmente fechados, como, por exemplo, na baía de São Francisco (Califórnia) (Shepard, 1948).

Os valores máximos das velocidades da vazante e da enchente, bem como a duração dos períodos de tempo envolvidos no fluxo de maré, não são necessariamente iguais. Estas discrepâncias na velocidade e na duração do fluxo resultam em correntes residuais, cuja resultante pode dirigir-se tanto na direção da corrente de enchente como naquela da vazante. A diferença da altura entre as marés nos diferentes pontos da costa também gera correntes residuais. O padrão de distribuição do fluxo residual é extremamente complexo e parece variar com o tipo de maré (Bigarella & Suguio, inédito).

Robinson (1966) admite que as marés podem tornar-se efetivas quando combinadas com a ação das ondas sobre o fundo. Nestas condições, em velocidades superiores a 1 nó, elas podem transportar sedimentos de granulação maior, até mesmo de cascalho fino. Caso contrário, em virtude de sua pequena velocidade junto à praia, ela por si só seria incapaz de transportar sedimentos, embora pudesse modificar a forma do fundo (Bigarella & Suguio, inédito).

### 8.1.1.3 - Correntes litorâneas

As correntes litorâneas representam um complexo sistema de transporte de sedimentos, em direção à praia e ao longo desta, dentro da zona de translação. São produzidas pelo deslocamento da água para a praia, causado pelas ondas de arrebatamento. O transporte de sedimentos se dá, em sua maior parte, paralelamente ao litoral.

Os movimentos superficiais das águas são influenciados pelas variações sazonais na direção e intensidade dos ventos. As correntes aumentam lentamente de intensidade até um máximo, dependendo da força do vento, decrescendo paulatinamente com o decréscimo da sua atividade, podendo continuar a fluir mesmo após a parada do mesmo. O vento tende a originar uma corrente na direção em que está soprando, elevando o nível do mar neste sentido. Em mar aberto esta elevação raramente excede 30 cm (Bigarella & Suguio, inédito).

O esforço de arraste do vento junto à superfície atinge progressivamente as camadas de água mais profundas. Entretanto se a corrente originada for de pequena duração, provavelmente nunca atingirá maiores profundidades. A corrente junto ou próxima à superfície, comumente gera contracorrentes que fluem de baixo ou lateralmente para ambos os lados (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando o vento sopra fortemente para o mar, arrastando a camada superficial das águas no mesmo sentido, forma-se uma contra corrente junto ao fundo, para restabelecer as condições de equilíbrio. Nesta ocorrência a ação das ondas é diminuída, verificando-se um transporte em direção à praia. Esse efeito é acentuado quando os ventos predominantes se dirigem ao largo da costa, favorecendo a deposição na praia pelas contracorrentes (Bigarella & Suguio, inédito).

A íntima associação do padrão de circulação das correntes à circulação dos ventos têm dificultado seu conhecimento. O estudo dos ventos têm melhorado atualmente devido às observações de satélites, entretanto a inconstância do fenômeno e a dificuldade de estabelecer estações meteorológicas nos oceanos, ainda constituem problemas para avanços nesta área (Bigarella & Suguio, inédito).

#### 8.1.1.3.1 - Tipos de correntes

As correntes originadas pelos ventos são as que desempenham o papel mais importante junto à costa. São elas as grandes correntes oceânicas e aquelas locais formadas próximo à costa.

Shepard & Inman (1950) descrevem dois tipos de correntes:

- Um, de águas profundas, que domina o movimento ao longo da costa, do lado de fora da arrebatamento. Este é relativamente uniforme na velocidade e depende principalmente das correntes oceânicas originadas pelos ventos, ou das correntes de marés.

- Outro, próximo à praia, devido principalmente à ação das ondas, ao longo da mesma. Estas são apontadas pelos referidos autores como as mais importantes do ponto de vista dos processos praias.

As ondas, mesmo sofrendo refração, geralmente atingem obliquamente a linha de costa. Ainda que este ângulo seja relativamente pequeno em relação à normal da mesma, será induzida uma corrente paralela à costa que, fluindo segundo o sistema de barras e fossas, moverá lentamente o sedimento colocado em suspensão na arrebentação. Esse tipo de corrente tem sido referido como corrente litorânea (**longshore currents**), porém Bigarella & Suguio (inédito) a refere como corrente de deriva litorânea.

Quando as ondas atingem a praia segundo um ângulo qualquer em relação à sua normal, são geradas correntes de deriva litorânea de grande intensidade. As velocidades das correntes, que variam, normalmente, entre 15,0 e 16,0 cm/s, podem atingir mais de 125,0 cm/s, o que lhes permite transportar grande quantidade de detritos e de material em suspensão (Pires Neto, 1978).

As correntes de deriva litorânea, mais lentas, transportam apenas as partículas finas, que as ondas colocam em suspensão. Porém, as mais velozes produzem ondulações nos fundos arenosos que se dispõem transversalmente à costa. Estas são migrantes e apresentam estratificação cruzada, com inclinação coincidente com a direção da costa (Mendes, 1984).

Quando o fluxo de sedimentos é barrado, seja por obstruções no trajeto da corrente, seja por interferência com as ondas que a mantêm, o equilíbrio das praias é perturbado, seja por erosão, seja por assoreamento (Bigarella & Suguio, inédito).

King (1961) refere que o fluxo em direção ao mar pode ser dividido em um fluxo uniforme e um fluxo irregular, em forma de **rip-currents**.

As correntes de retorno (**rip-currents**) são originadas do deslocamento das águas, provavelmente acumuladas pelas ondas, correntes litorâneas e ventos no sistema de barras e fossas da zona de arrebentação. Essas dirigem-se da ante-praia para o mar aberto, quase em ângulo reto com a costa, abrindo canais estreitos através das barras (fig. 8.2). O retorno concentrado da água promove o transporte do material, depositando-o onde diminui a turbulência (Pires Neto, 1978).

As correntes de retorno podem ser responsáveis pela formação dos esporões de praia. As depressões e cavidades apresentadas pelos esporões representariam os locais de retorno das correntes litorâneas (Pires Neto, 1978).

As correntes de retorno podem criar, na areia, marcas onduladas de disposição paralela à costa, que migram no sentido da corrente e constituem-se de estratos cruzados que se inclinam em direção ao mar. Blanc (1982) designou estas correntes de "sagitais" (setas).

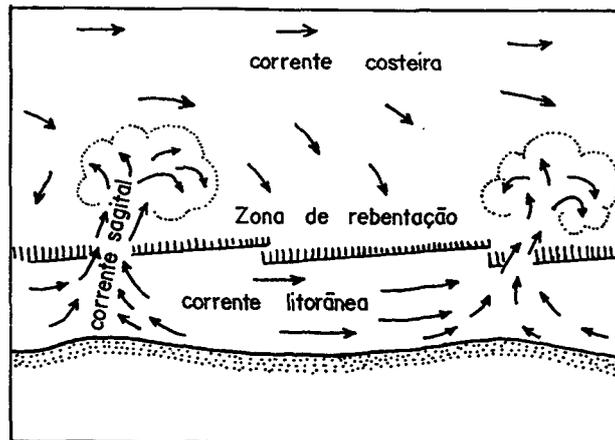


Fig. 8.2 - Correntes litorânea, sagital (de retorno) e costeira (segundo Komar, 1971, in: Mendes, 1984).

As correntes de deriva litorânea e de retorno são pulsáteis. Por vezes, atingem e ultrapassam a velocidade de 1 m/s, criando megamarcas onduladas. Dificilmente a velocidade das correntes ultrapassa 150 cm/s.

Para Popp (1987) as correntes suficientemente fortes redistribuem os sedimentos que chegam à região costeira, formando as praias e barras, dispostas paralelas à costa.

A velocidade das correntes diminui com a profundidade até um ponto no qual o movimento das águas torna-se contrário ao sentido dos ventos (Williams, citado por Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré são diferentes daquelas causadas pelos ventos. Nas primeiras, com o aumento da profundidade, verifica-se apenas pequeno decréscimo de velocidade. A velocidade somente diminui nas águas situadas nas proximidades do fundo, provavelmente, pela fricção (Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré seguem o eixo dos canhões submarinos ou das bacias estreitas, sendo forçadas a clive acima. Atingem seu máximo quando colidem com a margem externa da plataforma continental ou com baixios e montes submarinos. A sua velocidade é muito variável, de lugar para lugar (Bigarella & Suguio, inédito).

As correntes de maré desempenham papel importante na distribuição dos sedimentos marinhos. Em muitos lugares, as correntes atingem de 5 a 6 nós (1 nó = 1.852 m/h). No estreito de Seymour, ao largo da costa da Colúmbia Britânica, elas atingem 12 nós quando associadas às marés de sizígia, adquirindo então, grande capacidade erosiva (Shepard, 1948).

Medições das variações das marés e da velocidade das correntes conseqüentes foram realizadas pelo Instituto de Pesqui-

sas da Marinha, no litoral do Paraná, entre novembro de 1969 e janeiro de 1970. Bigarella et al. (1978) apresenta interpretação de tais dados.

### 8.1.2 - Ambiente praiial

#### 8.1.2.1 - Praia

##### 8.1.2.1.1 - Generalidades

A praia é um depósito sedimentar de pequena espessura, de forma estreita e alongada (linear), constituído de material inconsolidado, como areia, conchas e cascalho, que se encontra em constante movimento.

A maioria das praias é constituída de areias. As areias constituem aproximadamente 95% dos sedimentos de praia. As praias de cascalho são menos comuns e encontram-se associadas a costas rochosas ou regiões muito ricas em cascalhos (Popp, 1987).

As areias são bem selecionadas, de granulação de média a fina. As granulações muito finas, freqüentemente estão ausentes. Podem ocorrer conchas e concentrações locais de minerais pesados. Os depósitos são constituídos de laminação plano-paralela e cruzada, de baixo ângulo, esporadicamente acanalada. Ocorrem, freqüentemente, as marcas de ondas, mega-ondas e marcas de espraiamento (Popp, 1987).

As praias formam-se em locais onde o fornecimento de material para a zona litorânea é maior do que a capacidade de remoção do ambiente.

Quanto à origem das areias de praia, admite-se que uma parte provenha da plataforma continental e que esse tipo de suprimento ocorra no final de fases de transgressão (Mendes, 1984). Uma outra fonte, principalmente no caso de praias constituídas de macroclastos, é devida ao material obtido pela erosão de rochas aflorantes na zona costeira. Porém, os principais fornecedores parecem ser os cursos d'água que desaguam na costa. O material acumulado é disperso, lateralmente, pelas correntes litorâneas e ondas (Popp, 1987).

A forma e a composição de uma praia dependem em parte da geologia dos terrenos adjacentes ao mar e do tipo de relevo da região costeira. Praias mais extensas são encontradas nas planícies litorâneas amplas e as menos extensas nas costas acidentadas.

A forma da praia também é controlada pelo refluxo. Sedimentos finos, menos permeáveis, são os mais rapidamente atingidos pela erosão. São levados pelo refluxo, desenvolvendo praias de inclinação suave. Sedimentos grosseiros, intensamente permeáveis, mantêm praias de acentuada inclinação, pela infiltração das águas do refluxo.

A largura das praias varia de poucos metros, até uma centena de metros, geralmente de 40 a 100 m. Tanto sua largura quanto a inclinação dependem muito da granulometria dos sedimentos que as constituem, bem como da inclinação da ante-praia (Bigarella & Suguio, inédito).

É possível se estabelecer um limite entre praias de sedimentos mais finos ( $Md < 0,20$  mm) e aquelas com sedimentos mais grosseiros ( $Md > 0,20$  mm). Os sedimentos grosseiros diferem dos finos quanto à ocorrência e deposição (Popp, 1987).

Praias com sedimentos mais finos possuem várias dezenas de metros de largura, declives suaves, estando situadas em locais abrigados. Já praias com sedimentos mais grosseiros são, frequentemente, menos largas, possuem declives abruptos e estão voltadas para o mar aberto.

A altura das praias está relacionada ao tamanho das ondas e à amplitude da maré. A espessura dos depósitos de praia é normalmente pequena, de alguns metros até aproximadamente 20 m (Mendes, 1984). A maior espessura é encontrada na plataforma interna (*offshore*). Os movimentos positivos do mar não causam aumento considerável na espessura. As fácies de praia afinam em direção ao continente (Popp, 1987).

#### 8.1.2.2 - Perfil de equilíbrio

Segundo Inman (1960), na formação de uma nova praia, inicialmente há a seleção do material disponível, com a remoção dos finos. Concomitantemente o material é redistribuído, sendo uma parte dele empilhada acima do nível d'água, pela ação do fluxo da onda sobre a praia para formar os terraços de tempestade. Outra parte é transportada para baixo, para formar o terraço de baixa-mar. A praia apresenta, em um período relativamente curto, um perfil de equilíbrio em relação aos agentes geológicos.

O perfil de equilíbrio, estabelecido a partir do balanço proporcional entre a quantidade de sedimentos depositados e erodidos, é instável, sujeito às modificações ambientais (Bigarella et al., 1966).

Inman (1960) menciona uma possível associação do mecanismo de deposição e erosão da praia, à velocidade diferencial e à quantidade de água existente no fluxo e refluxo da onda sobre a praia. Se durante o fluxo houver absorção, o refluxo será reduzido, ocasionando deposição da areia transportada na subida da onda. Na praia seca esta ação é acentuada. As areias grosseiras, mais permeáveis, favorecem a percolação e por conseguinte a deposição formando um estirâncio íngreme.

Inman & Filloux (1960) referem que a pronunciada descontinuidade, muitas vezes existente entre o estirâncio e o terraço de baixa-mar, é típica de linhas de costa, nas quais a amplitude das marés é maior que a altura das ondas.

De acordo com Bigarella et al. (1966), o gradiente de uma praia, na zona de fluxo e refluxo das ondas, é função do ma-

terial constituinte e do tipo das ondas.

Os referidos autores citam King (1961), que associa inclinação mais acentuada a material mais grosseiro, comprimento de onda menor e onda menos íngreme. E ainda, referindo-se a experiências de laboratório com correspondência na natureza, que ondas íngremes produzem perfil de "tempestade" e ondas achatadas perfil de enchimento. O primeiro, caracterizado por barras abaixo do nível d'água, as quais tendem a desaparecer com variações no período da onda e no nível d'água.

Segundo Bigarella et al. (1966) praias com perfil liso podem apresentar vários gradientes. Praias lisas geralmente têm um perfil que se aproxima de uma parábola.

Para King (1961) este tipo de perfil côncavo para cima deve-se, em parte, à variação do tamanho do grão, transversalmente à praia. A tendência do material mais grosseiro é a de se colocar nas partes mais elevadas da praia, onde a inclinação é maior, e onde ocorre o máximo de energia das ondas por ocasião da preamar.

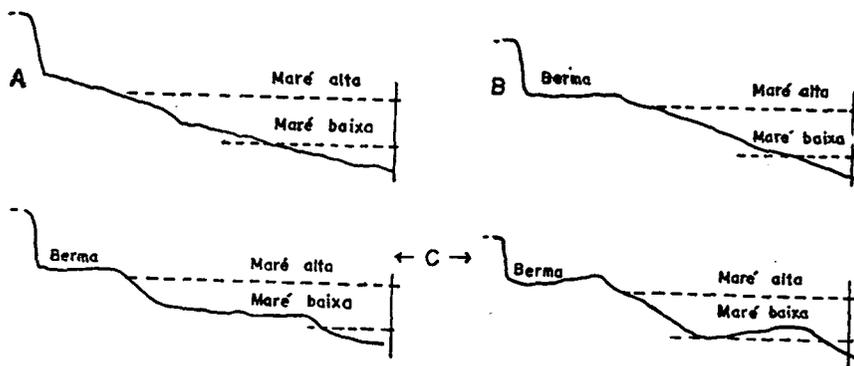


Fig. 8.3 - Tipos de perfis de praia (segundo Shepard, 1948, in: Bigarella et al., 1966).

Shepard (1948) se refere a três tipos simples de perfis de praia (fig. 8.3). Um, apenas com estirâncio, normalmente apresentando uma diminuição da inclinação em direção ao mar. Outro, que pode apresentar um ou mais terraços de tempestade, atingidos excepcionalmente por ocasião das marés de sizígia. E um terceiro, que pode ou não apresentar terraços de tempestade, mas que possui uma plataforma de baixa-mar, a qual é exposta somente na maré vazante. Se esta plataforma apresentar uma depressão no seu interior, aí normalmente ocorrem correntes paralelas à praia ou alimentadoras das correntes de retorno.

As praias em geral diferem entre si em vários detalhes, mas possuem em comum determinadas características.

De maneira geral, a maioria dos autores aceita a existência do perfil de praia, que é a seção normal a um ambiente de praia. Este apresenta-se côncavo para cima na sua maior parte. Oscila em função da atuação dos parâmetros de onda, do fornecimento de sedimentos e da granulometria destes. Dependendo das condições climáticas, essas modificações podem ocorrer em questão de horas, inclusive, culminando com o desaparecimento da

praia (Mendes, 1984).

As unidades geomórficas correntemente aceitas como componentes do perfil da praia arenosa são: "ante-praia" (shoreface), "estirâncio" (foreshore) e "pós-praia" (backshore).

### 8.1.2.3 - Morfologia praial

O ambiente praial compreende a faixa da zona costeira que se estende desde o batente de baixa-mar, até o local onde se configura uma mudança das formas fisiográficas, ou do material que constitui a praia. Este limite pode ser dado pela ocorrência de falésia, início da vegetação permanente ou de dunas.

Para Mendes (1984) o ambiente praial estende-se além da praia propriamente dita. Em direção ao mar, abrange pontos permanentemente submersos, situados além da zona de arrebentação, onde mesmo as ondas mais fortes não selecionam nem mobilizam as areias (aproximadamente 10 m de profundidade). Em direção à costa, estende-se até a faixa de dunas, normais em praias arenosas. Fazem parte do ambiente praial, depósitos semelhantes na orla de ilhas, bordas de tómbolos e restingas.

A figura 8.4 apresenta a terminologia proposta neste trabalho, referente ao ambiente praial e ao largo da costa, que será descrita a seguir.

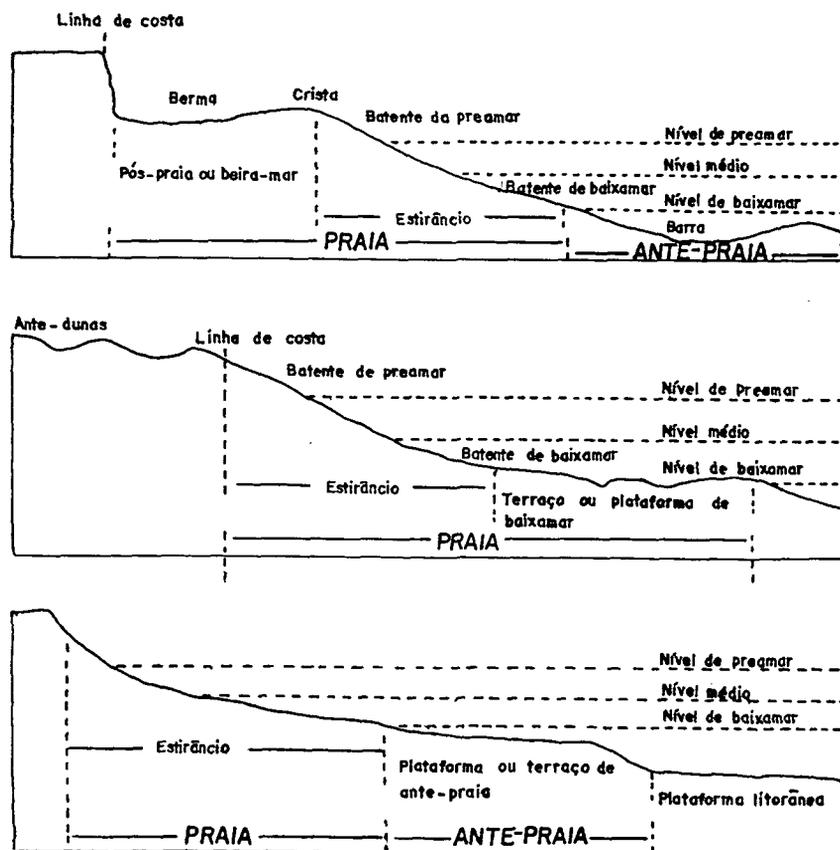


Fig. 8.4 - Terminologia adotada no presente trabalho, relativamente ao ambiente praial (adaptado de Bigarella et al., 1966).

Alguns autores definem "praia" como sendo a zona entre os batentes da preamar e da baixa-mar (Johnson, 1919; Shepard, 1950; Almeida, 1955; McKee, 1957; Guilcher, 1958).

Outros autores dão uma definição mais abrangente de "praia", incluindo a pós-praia (Bigarella et al., 1966; Pires Neto, 1978; Mendes, 1984; Popp, 1987).

A "linha de praia" (**shoreline**) em geral refere-se ao batente de baixa-mar (Bigarella et al., 1966).

De acordo com Almeida (1955) a "linha de costa" é a que separa a "costa" do "litoral", sendo que "costa é a zona, de limite interior indefinido, cuja ecologia é diretamente influenciada pelos fatores marítimos", e "litoral é a zona compreendida entre a linha de costa e o limite até onde as oscilações da maré deixam de ter influência apreciável na ação exercida pelas vagas normais sobre os detritos do fundo".

A definição de "litoral" de Almeida (1955) não é compartilhada por diversos autores, que restringem essa zona à estreita faixa intermarés (Shrock & Twenhofel, 1953; Hedgepeth, 1957; Easton, 1960; Rusnak, 1960).

O ambiente praiial é dividido em duas zonas: o estirâncio e pós-praia.

#### A -Estirâncio

Almeida (1955) denomina "estirâncio" a zona correspondente ao "foreshore" da literatura de língua inglesa.

O estirâncio é a zona frontal intermarés que se estende desde a crista da berma (**berm**) até o batente de baixa-mar. Esta é atravessada diariamente pela linha d'água. O estirâncio apresenta-se ora como uma superfície lisa e regular ligeiramente côncava, ora com as saliências e reentrâncias das cúspides praiiais (**beach cusps**). Estas variações são geralmente cíclicas (Bigarella et al., 1966).

O estirâncio divide-se em parte inferior e superior, entre as quais pode ou não ocorrer ruptura de declive. A porção superior é também designada como face da praia. A inferior pode ou não apresentar uma plataforma, denominada geralmente como terço de baixa-mar, exposta por ocasião da descida da maré. Quando não há esta plataforma, o estirâncio apresenta-se, de sua parte superior à inferior, como uma linha contínua com inclinação diminuindo para o mar (Bigarella et al., 1966).

Na plataforma de baixa-mar ocorrem, normalmente, a arrebentação e a "saca" (**surf**). A saca é o fluxo de água movimentado praia acima e a ressaca o fluxo de retorno (Carvalho, 1930). Na língua inglesa tais fenômenos são denominados "swash" e "backwash".

## B - Pós-praia

A pós-praia (**backshore**) é a zona que se situa acima da linha média da maré alta.

Almeida (1955) denomina esta zona de "beira-mar", definindo seu limite nas costas escarpadas, no sopé da falésia, que é uma feição da costa. Inclui como depósito de "beira-mar" as "dunas de meta-praia" que os ventos formam, retirando areia da praia, e os depósitos de "restinga" (**beach ridges**), tómbolos, "lagoas de restinga", etc.

King (1972) considera como parte da pós-praia as falésias, as dunas, quando presentes, e os mangues salobros, em planícies costeiras de baixo relevo.

Bigarella et al. (1966) discordam de que feições tais como dunas, restingas, tómbolos, lagoas de restinga e mangues salobros façam parte da pós-praia. Argumentam que a inclusão de tais feições tornam a "linha de costa" pouco definida, uma vez que no Brasil meridional as dunas ou as restingas formam faixas com muitos quilômetros de largura. Sugerem que, em planícies arenosas de grande extensão, seja usado como linha de costa o barranco de praia (**nip ou cliff arenoso**) e, no caso de sua ausência, o início da vegetação não afetada nem mesmo pelas ondas de tempestade. Poderiam ser incluídas, no máximo, as ante-dunas como "reverso de praia". Estes autores sugerem, ainda, a restrição do termo "beira-mar" ao limite interior das bermas (**berms**).

Para Pires Neto (1978), em orlas que terminam em falésia não ocorre pós-praia.

Bigarella et al. (1966) verificaram que, em muitas praias do Brasil meridional, a superfície da pós-praia inclina-se até 4 graus para o lado continental.

Considera-se mais coerentes, a definição e os limites de pós-praia, propostos por Bigarella et al. (1966).

## C - Ante-praia

A ante-praia (**shoreface**) é a faixa que se estende do batente de baixa-mar em direção ao mar. Esta é coberta permanentemente pelas águas, e sobre ela as areias ou cascalho oscilam continuamente sob ação das ondas.

Os depósitos da ante-praia estendem-se até o começo das superfícies aproximadamente horizontais da plataforma interna. Entre a ante-praia e a plataforma interna ocorre, às vezes, uma ruptura de declive, sob a forma de degrau (Bigarella et al., 1966).

A ante-praia alonga-se até o ponto em que as ondas já não atuam diretamente sobre o fundo (cerca de 10 m de profundidade), incluindo assim, a zona de arrebatção (**breaker zone**) associada à baixa-mar (Mendes, 1984).

## D - Feições erosivas e construtivas na ante-praia

A plataforma litorânea ou banco cortada pelas vagas (**Wave cut-bench, marine-cut terrace, plain of marine abrasion, shoreplatform, wave-cut plain**) e a plataforma de abrasão (**abrasion platform**) são assinalados como aspectos erosivos na zona costeira.

De acordo com Leinz & Mendes (1959) a plataforma de abrasão é produzida pelo trabalho prolongado do mar sobre a costa. No uso geral, é confundida com a plataforma litorânea situada próxima à costa e de extensão menor. Corresponde a uma feição atingida em estágio avançado da evolução de uma costa.

Bigarella et al. (1966) consideram entre os aspectos costeiros, também as feições construtivas. De acordo com esses autores, uma plataforma litorânea ou banco cortado pelas ondas, exposto, é uma superfície erosiva; ao passo que, coberto por sedimentos, torna-se uma feição construtiva que denominam de "plataforma de ante-praia" (**shoreface terrace**). Leinz e Mendes (1959) denominam-na "terraço edificado pelas ondas".

Da mesma forma, à plataforma de abrasão (aspecto erosivo) corresponde o terraço continental (feição construtiva), o qual é constituído pela acumulação de material que tem sido transportado através da mesma (Bigarella et al., 1966).

## E - Bancos de areia, barras e barreiras

Os bancos de areia, bem como depressões ou canais, situam-se paralelos à linha de costa, sobre o fundo, no ponto em que a onda quebra (Bigarella et al., 1966). Para Inman (1960) a posição destes é influenciada pela altura da arrebentação e a natureza da flutuação das marés.

As barras são corpos de areia formados ao largo da costa, no ponto de arrebentação das ondas. Têm a forma de bancos ou baixios e situam-se, geralmente, na plataforma de ante-praia (Bigarella et al., 1966). Conforme McKee & Sterret (1961), dependendo da profundidade, da quantidade da ação das ondas e disponibilidade de areia, as barras podem ser desenvolvidas como:

1-Massas subaquáticas que não são construídas até o nível de água.

2-Massas que são construídas até, porém não acima do nível de água.

3-Massas que são construídas até o máximo de altura das ondas.

Shepard (1952) designa os corpos acima referidos como **longshore bars**.

Para Johnson (1919), todos esses aspectos constituem **offshore bars**. Evans, citado por McKee & Sterret (1961) restringe o termo **offshore bar** a corpos de areia situados aproximadamente paralelos à linha de praia e atingindo altura acima da água.

Price (1951) denomina barreiras (**barriers**) a toda acumulação acima do nível da preamar adicionada a tais corpos. Para Shepard (1952), dependendo da situação fisiográfica desses corpos, eles podem ser, ainda, denominados ilha-barreira (**barrier island**), praia-barreira (**barrier beaches**) ou flexa-barreira (**barrier spits**).

De acordo com McKee & Sterret (1961), a barreira é uma feição distinta de barra (**bar**). Bar representa uma estrutura simples ou uma unidade genética, enquanto barreira "é um corpo composto por um **"longshore bar"** que constitui sua base ou centro e um **"veneer"** ou talvez uma espessura maior de outros corpos de areia com estrutura diferente" (Bigarella & Suguio, inédito).

Pires Pires Neto (1978) refere-se a um sistema de cristas e canaletas (**ridges and runnel**). A crista (**ridge**), como descrita, corresponde à barreira caracterizada por Price (1951). A crista desenvolve-se na ante-praia durante os períodos construtivos das ondas. Esse desenvolvimento é controlado pela acumulação frontal dos sedimentos em direção à terra, à medida que a crista migra, e pelo acréscimo vertical de leitos horizontais, especialmente do lado do mar. A canaleta (**runnel**) é a depressão situada no flanco das cristas e voltada para o continente. Durante a maré vazante, as águas são obrigadas a correr pela canaleta, paralelamente à costa.

A canaleta ocorre tanto junto à crista quanto junto à barra, embora nesta última, por estar submersa, a depressão não funcione como canaleta (Pires Neto, 1978).

Mendes (1984) refere que a barra se origina devido à fluência das águas das depressões vizinhas para o sítio de arrebatamento. O deslocamento da barra em direção ao mar ou à terra, varia com os parâmetros de onda. Essas barras são destruídas por fortes tempestades.

Em praias de alta energia ocorre também uma segunda barra separada da primeira por uma fossa (**longshore trough**), relativamente profunda (Mendes, 1984).

## F - Cúspides praiais

As cúspides praiais (**beach cusps**) foram reconhecidas em 1834 por Palmer, como formas produzidas pela ação das ondas que se aproximam paralelamente à praia, e destruídas pelas ondas que atingem a praia obliquamente (Jonhson, 1919).

De acordo com Jonhson (1919) o tamanho das cúspides não tem, necessariamente, relação com o tamanho do material que as compõem. O espaçamento entre os vértices das mesmas pode variar de alguns até várias centenas de metros. Quanto à profundidade das reentrâncias, varia de alguns centímetros em praias arenosas até vários metros em praias de cascalho. A formação das cúspides está relacionada com o volume e a força do fluxo das ondas sobre a praia.

Inman (1960) menciona que as cúspides ocorrem com maior

freqüência durante as marés de quadratura, quando as flutuações no nível d'água são menores.

Bigarella et al. (1966) identificam dois tipos de cúspides praias, através da estrutura interna. Um, já mencionado na literatura, como forma erosiva caracterizada por vértices agudos. Outro, com vértices arredondados e ligeiramente proeminentes, como forma devida à ação construtiva das ondas.

Estes autores observaram a formação de cúspides em praias atuais do Paraná. Segundo eles, por ocasião de tempestades com fortes ventos acompanhando o avanço da frente fria, ocorre a remoção de grande quantidade de areia da praia, ou seja, a fase erosiva da mesma, deixando um estirâncio extenso. Amenizadas as condições de tempestades, há a deposição, pelas ondas, de estratos de areia sobre o estirâncio. Formam-se, assim, pequenos escudos rasos, eqüidistantes, que se desenvolvem por adição de estratos sucessivos, a ponto de atingir a feição das cúspides praias bem desenvolvidas.

Pires Neto (1978) refere-se a **beach cusps** como "espores de praia". Segundo este autor, apresentam-se em forma de meia-lua, sendo formadas por cristas com a forma aproximadamente triangular e com o topo arredondado. Estendem-se transversalmente à praia em intervalos regulares devidos ao período e à altura das ondas. São feições resultantes da ação das águas no refluxo, que retrocedem ao longo de depressões, produzindo canais intercalados pelas cristas, progressivamente modelados pelas ondas.

De acordo com Mendes (1984) as cúspides são constituídas de areias mais grosseiras que as encontradas nas depressões intercalares. As cúspides são próprias de praias cujas ondas apresentam energia moderada e atingem a costa em ângulo reto ou quase reto. Pairam dúvidas com relação aos mecanismos de formação dessas cristas, bem como à sua estrutura interna.

De acordo com Reineck & Singh (1980), cúspides são também observadas na pós-praia, onde têm maior probabilidade de preservação.

#### **G - Buracos de areia ou domos de areia cavernosa**

São comumente descritos em praias constituídas de sedimentos finos, "buracos de areias" ou "domos de areia cavernosa". Estes segundo Kindle, citado por Pires Neto (1978) são formados pelo escape de ar aprisionado entre a água intersticial e as águas superficiais. Devido a este processo observa-se uma distorção das lâminas, particularmente em praias de laguna a sotavento e praias de restinga e em ambientes similares (Popp, 1987).

#### **H - Marcas de espraçamento**

São feições comuns às praias as marcas de espraçamento, que podem ser consideradas cristas miniaturas, deixadas pelas ondas durante o refluxo. Observações de Evans (1938) sobre a formação dessas marcas mostram que os grãos de areia são apanhados e

levados a flutuar na superfície das águas, perto da margem da praia, depositando-se em linhas ao longo dela.

As marcas de espraiamento desenvolvem-se com os mais diferentes aspectos, que recebem distintas denominações em função de sua forma: Marcas Onduladas Simétricas, Marcas Onduladas Linguóides, Marcas Onduladas Rombóides e Marcas Onduladas de Oscilação.

### I - Marcas de fluxo

Feições também comuns nas praias recentes são as marcas de fluxo (**swash marks**). São cordões festonados formados pelo acúmulo de materiais leves como fragmentos de conchas, madeiras, algas, minerais micáceos, e outros, que acompanham a praia, pois são depositados pelo fluxo das ondas durante a preamar. Tais feições são também conhecidas como linhas de deixa.

### J - Marcas de ondulação

As marcas de escorrimento ("**rill marks**") formam-se quando a água subterrânea intersticial aflora no estirâncio inferior escoando praia abaixo. Isto ocorre porque, na maré vazante, o nível do lençol freático na praia abaixa mais lentamente do que o nível do mar. Esse abaixamento depende, naturalmente, da permeabilidade das areias da praia. As marcas de escorrimento apresentam-se como pequenos riachinhos que se desenvolvem na praia e bifurcam-se continuamente para jusante (Bigarella & Suguio, inédito).

O afloramento da água subterrânea durante as máximas variações das marés de sizígia causam o solapamento da praia, constituindo importante agente acentuador da inclinação da porção inferior da praia durante a baixa-mar (Bigarella & Suguio, inédito).

Quando, na maré vazante, a água subterrânea praiial eflui com velocidade suficiente, pode abrir micro-canais perpendiculares à linha de praia (Emery & Foster, 1948). Onde a quantidade de água subterrânea na praia é muito grande, os pequenos regatinhos mostram-se mais amplos e aprofundados (Emery, 1962). Estes equidistam entre si e assemelham-se de certa forma ao sistema de crista e sulcos (ridge-furrows) descrito por McLean (1967).

Marcas de ondulação (**ripple marks**) são as estruturas mais comuns da superfície. Formam-se em qualquer sedimento mais grosseiro do que silte. Em torno de 80% das marcas onduladas de praia são simétricas; seu comprimento de onda abrange 3,5 a 20,0 cm, e sua amplitude 1/4 a 1/10 o comprimento (Popp, 1987).

As ondas de translação são responsáveis pela formação de marcas de ondulações. Se, em virtude do deslocamento da água, o arrastamento dos detritos for de igual intensidade, tanto no sentido da costa como no do mar, formar-se-ão marcas simétricas. Estas terão cristas estreitas e agudas, dispendo-se subparalelamente à direção da linha de costa, devido à refração.

O comprimento e a amplitude das marcas de ondas aumentam com a granulometria. Em praias expostas, as cristas são aproximadamente regulares. Em praias de golfo profundo, as marcas onduladas tendem ao desenvolvimento de um arranjo irregular de cristas, podendo mesmo passar para marcas de ondulação linguóides (Popp, 1987).

A declividade das marcas de ondulação também muda com o ambiente. As mais íngremes, com maiores amplitudes, originam-se em ambientes protegidos (praias de lagunas e golfos), onde existem ondas mais baixas e a velocidade do movimento orbital é menor. A maior parte das marcas de ondulação são orientadas paralelamente à linha de praia (63% são paralelas, 10% perpendiculares e o restante oblíquas) (Popp, 1987).

Marcas de espraiamento, linhas de deixa, marcas de escorrimento, e sinais de bioturbação são comumente observados na superfície do estirâncio, na baixa mar. Essas expressões morfológicas desaparecem após as tempestades, tanto em praias de alta como de baixa energia.

#### L - Berma

A berma (**berm**), uma feição da pós-praia, é o terraço formado acima do limite dos fluxos da maré alta.

Bigarella et al. (1966) sugeriram para o termo **berm** a tradução de "plataforma de tempestade". Entretanto, o termo mais conhecido e utilizado é "berma".

A pós-praia pode ser constituída por uma ou mais bermas, que são superfícies aproximadamente horizontais, situadas do lado continental da crista da praia.

Segundo Guilcher (1954), os **berms** (**gradins de plage**) são construídas por sucessivos níveis de águas altas. Quanto maiores as tempestades, mais altas e distintas são as bermas. A formação de várias bermas numa mesma praia indica a ocorrência de uma série de tempestades de ordem decrescente (Pires Neto, 1978).

#### 8.1.2.4 - Caracteres texturais

As praias estudadas são todas constituídas de areias e conchas. Neste sentido, abordaremos exclusivamente a sedimentologia das praias de areia.

Os sedimentos praias têm sua composição e deposição controladas por vários fatores, tais como: ação das ondas, correntes litorâneas, marés, composição mineralógica e morfológica das pontas rochosas e pelo caráter geológico do litoral. O equilíbrio preciso destes é responsável pela origem, composição e preservação dos sedimentos da praia (Pires Neto, 1978).

As areias de praia são, em geral, compostas de grãos de quartzo, com pequena porcentagem de feldspato, conchas e minerais pesados. Concentrações naturais de minerais pesados são caracte-

rísticas do ambiente praial.

As areias de praia são bem selecionadas, com granulação de fina a média. Em geral, as granulações muito finas estão ausentes. Nos litorais de elevada energia, os sedimentos são constituídos por areias grosseiras e macroclastos. Algumas praias contêm seixos de forma discoidal.

A boa seleção das areias de praia deve-se à ação constante das ondas e das correntes. O material em suspensão é transportado e selecionado pelas ondas, ocorrendo a remoção dos finos. Em geral, nas praias de areia a distribuição granulométrica é uniforme.

A mediana (Md) via de regra varia entre 0,3 e 1,0 mm e desvio padrão gráfico incluso entre 0,20 e 0,40. O arredondamento dos grãos de areia é quase sempre perfeito (Mendes, 1984).

#### 8.1.2.5 - Estrutura praial

Os depósitos de praia são estreitos e pouco espessos. Além dos processos normais de deposição e erosão, estão sujeitos às transgressões e regressões.

De acordo com Mckee (1949) as transgressões praticamente impedem a preservação dos depósitos de praia, uma vez que, sob tais condições, as areias são continuamente retrabalhadas e redistribuídas pelo mar em avanço.

Nas regressões desenvolvem-se os feixes de restinga. Estas regressões podem apresentar, contudo, ligeiras flutuações representadas por suaves transgressões. Este é o caso do litoral brasileiro, entre os Estados de Santa Catarina e Rio de Janeiro (Bigarella et al., 1966). Segundo Mckee (1949), sob condições de regressão, os depósitos de pós-praia são construídos acima dos depósitos de estirâncio, sendo cobertos por depósitos do tipo lagunar ou pantanoso, que contribuem para sua preservação.

De acordo com Popp (1987), mesmo sofrendo a influência de movimentos negativos ou positivos do nível do mar, os sedimentos são preservados integralmente quando cobertos por depósitos de deltas ou cones aluviais, ou quando há um levantamento rápido do nível do mar, não havendo tempo para erosão.

Nos depósitos do estirâncio, a estrutura característica é a laminação regular aproximadamente paralela (Thompson, 1937). Esta laminação é geralmente definida, ou por camadas alternadas de granulação diferente, ou pela alternância de estratos de composição mineralógica distinta (por exemplo, quartzo e minerais pesados), ou por ambos. A laminação mostra uma combinação dificilmente visualizável, porém característica de gradações texturais e mineralógicas (Clifton, 1969).

Estas relações são mais evidentes em cortes ligeiramente oblíquos aos planos de estratificação. Onde existe uma alternância de estratos de areia fina e grosseira nos depósitos de praia, nota-se distintamente uma gradação para cima de grãos fi-

nos a grosseiros (Bigarella & Suguio, inédito). Este estilo de graduação que difere daquele de outros tipos de sedimentos (por exemplo, turbiditos) foi referido por Clifton (1969) e Sanders (1965).

Onde há alternância de estratos de minerais claros e escuros, é comum notar-se uma graduação mineralógica. Nas camadas basais ocorre uma concentração de minerais escuros mais pesados (por exemplo, magnetita, ilmenita). No topo eles passam a minerais ligeiramente mais leves (por exemplo, anfibólios, piroxênios), os quais, para cima, cedem lugar à areia quartzosa, refletindo um decréscimo gradacional ascendente da densidade (Bigarella & Suguio, inédito).

O contato basal de cada camada fina ou escura é relativamente abrupto em contraste com o contato gradacional no topo (Clifton, 1969). O referido autor, notou em suas observações que, na praia, cada unidade normal de sedimentação é de natureza dupla. A porção basal consiste de uma lâmina de areia mais grosseira e menos densa.

Em virtude da seleção das areias das praias, a graduação textural pode tornar-se imperceptível no campo. Frequentemente, falta a parte superior de muitos estratos, a qual foi removida antes da sedimentação da lâmina subjacente (Clifton, 1969). A graduação textural reversa é comum nas seqüências do estirâncio (Sanders, 1965).

A pós-praia é alcançada pelas águas marinhas somente durante marés excepcionais, de tempestade. Entretanto, é nessas ocasiões que ocorre a deposição principal. A delgada lâmina de água que cobre a pós-praia nesse momento, dá aos sedimentos arenosos estratificação predominantemente do tipo laminação plano-horizontal, encobrendo os vestígios do trabalho eólico atuante a maior parte do tempo (Mendes, 1984).

Na ante-praia, os sedimentos mais próximos ao seu topo apresentam estratificação cruzada, enquanto na parte inferior, laminação plano-horizontal (Reineck & Singh, 1980).

Nos sedimentos de ante-praia são abundantes as marcas onduladas simétricas, que raramente se preservam, e os sinais de bioturbação. Podem ocorrer, igualmente megamarcas onduladas, preserváveis. Nos depósitos de barra, intercalam-se faixas de sedimentos com estratificação originária de marcas de onduladas (Reineck & Sing, 1980).

As barras de areia apresentam declives em direção ao mar, resultante de praias superimpostas. A laminação cruzada é de baixo ângulo, mas associa-se a camadas inclinadas, em direção à praia (ângulo de 18° a 28°) (Popp, 1987).

O canal da barra desenvolve pequenas marcas de ondas de correntes e às vezes mega-onda. Com o aumento da profundidade da ante-praia, as lâminas cruzadas aparecem com menor freqüência aumentando as estruturas de bioturbação. A ante-praia que no início é constituída de areia, passa gradualmente para sedimentação mais fina em direção à zona de transição. Nesta zona ocorrem marcas de

ondas simétricas, produzidas apenas durante as tempestades, quando as ondas alcançam o fundo (Popp, 1987).

De acordo com Pires Neto (1978) a canaleta que corre paralela à praia, por vezes, dezenas de metros, controla o desenvolvimento de várias estruturas de corrente. Durante a descida da maré, o retorno das águas é bloqueado pelas cristas da praia e o fluxo corre ao longo da canaleta, formando as marcas e megamarcas onduladas, orientadas em direção à terra, geradas por ação das ondas durante a preamar.

#### 8.1.2.6 - Gradiente praial

A inclinação de uma praia está diretamente relacionada com o tamanho dos grãos que a compõem: praias de areia são menos íngremes do que praias de cascalho.

Segundo King (1961) esta relação deve-se à variação do grau de percolação do fluxo da onda, através do material da praia. O cascalho, muito permeável, absorve grande parte do fluxo, reduzindo o refluxo. Já em uma praia de areia fina, onde a permeabilidade é menor, apenas uma quantidade relativamente pequena do fluxo é perdida por percolação. Quanto menor a permeabilidade, maior o transporte de retorno e menor a inclinação. As praias íngremes permitem que a energia das ondas seja absorvida numa faixa relativamente estreita.

Bigarella et al (1966) atribuem a mesma relação (gradiente e granulação), ao volume relativo entre o fluxo e o refluxo da praia, associando um volume maior a uma inclinação mais suave. É o caso das praias de granulação mais fina, onde um refluxo maior e efetivo dá origem a inclinações mais suaves.

Segundo Inman (1960) se a praia for seca, a ação da percolação acentua a deposição da areia transportada pelo fluxo. As areias grosseiras, mais permeáveis, são mais facilmente sedimentáveis, formando faces de praias íngremes.

A inclinação aumenta também com o decréscimo da altura das ondas e de sua intensidade. Depende, ainda, da parte do perfil considerado (Bigarella et al., 1966). O equilíbrio do gradiente é dinâmico, tendendo, a inclinação, a ajustar-se continuamente às mudanças das variáveis das quais depende.

Alguns autores propõem curvas de variação da inclinação de acordo com a granulação (Shepard, 1948; Inman, 1960). Entretanto, tais curvas diferem entre si e diferem de valores obtidos por outros autores em suas pesquisas.

De acordo com Bigarella et al. (1966) o estabelecimento deste tipo de curva é muito difícil porque a variação da inclinação parece depender de uma série de outros fatores ambientais. Nas praias de Matinhos e Caiobá (PR), os referidos autores verificaram diferentes inclinações para um mesmo diâmetro. Apontam como causa o desenvolvimento incompleto do perfil de equilíbrio quando da coleta de amostras, bem como a localização das praias na região litorânea, se oceânicas ou de baías.

No trabalho referido, os autores constataram, ainda, total discordância entre a curva que construíram com os dados levantados e as curvas de Shepard (1948) e Inman (1960).

#### 8.1.2.7 - Ciclos praiais

As praias caracterizam-se por sua mutabilidade, devida à influência de vários fatores isolados e combinados, que atuam ciclicamente.

A ação das ondas sobre a praia, além de causar transporte ao longo da mesma, também é responsável pelos processos erosivos e construtivos. Em função do tipo de onda operante, massas de areia tanto são retiradas para águas mais profundas, como são recolocadas sobre a praia (Bigarella & Suguio, inédito).

Durante as mudanças sazonais ocorre a movimentação das areias ao longo da praia, em consequência das mudanças na direção de incidência das ondas. Seguindo seu desenvolvimento natural, as praias tornam-se estreitas na direção da incidência das ondas e amplas no lado oposto. Nestas condições, a forma da praia se mantém estável porque as mudanças são mínimas. Com a mudança na direção de incidência das ondas, entretanto, os sedimentos praiais reagirão, deslocando-se a fim de restabelecer o equilíbrio, ou seja, depositando-se no lado oposto (Pires Neto, 1978).

Para Inman (1960) o transporte para o mar ou para a praia está estreitamente ligado ao perfil e ciclos praiais.

Há os ciclos estadiais de verão e inverno, ciclos menores de erosão e construção, associados às marés de sizígia e quadratura e os ciclos não estadiais devido a ondas de tempestades.

De acordo com Shepard citado por Pires Neto (1978), algumas praias desenvolvem-se apenas durante o ciclo das pequenas ondas com longos períodos e se dissipam durante o ciclo das grandes ondas e períodos curtos. Outras praias, entretanto, modificam sua largura e altura durante os períodos de tempestades. Diminui a largura, porém a altura do topo do berma tende a aumentar.

Determinadas praias sofrem mudanças estadiais profundas no decorrer do ano. Na Califórnia, estudos sistemáticos demonstraram que certas praias apresentam-se amplas e preenchidas com sedimentos no verão, e quase completamente erodidas sob condições tempestuosas no inverno (Bigarella et al., 1966).

No inverno, em muitas áreas, ocorre o ciclo das grandes ondas. Entretanto, é no verão que as tempestades mais fortes são comuns. Os ciclos de verão e de inverno são de curta duração.

Os ciclos de maré também afetam o nível de erosão e deposição sobre a praia. Normalmente a deposição ocorre durante a maré alta, no nível alcançado pelas ondas de determinada magnitude. A deposição também ocorre em certos níveis, durante a baixa-mar, porém, o refluxo da maré alta tenderá a destruí-la (Pires Neto, 1978). As marés de quadratura originam deposição, ao passo que as de sizígia causam erosão (Bigarella et al., 1966).

Por ocasião das tempestades, ondas de grande altura e períodos curtos penetram praia adentro. Há o deslocamento da zona de arrebatção para o lado da terra devido à altura das ondas. Essas altas ressacas exercem maior influência na composição dos sedimentos praias do que os processos normais que prevalecem a maior parte do ano (Pires Neto, 1978). Nas tempestades, o estirâncio é erodido com a formação de pequenas escarpas de praia (Bigarella et al., 1966).

Durante as marés de sizígia ou durante as tempestades com altas ondas, as praias são erodidas, aproximadamente no ponto correspondente ao nível médio do mar (Shepard & La Fond, 1940). Um dos agentes que contribuem para esta erosão deve ser a água que flui do nível freático em rebaixamento (Emery & Foster, 1948).

## 8.2 - Eólico

### 8.2.1 - Erosão pelo vento

O vento executa dois tipos de erosão: **deflação** e **abrasão**.

Na **deflação** as partículas soltas sobre a superfície do solo podem ser alçadas ao ar ou roladas sobre o solo. Esse processo é executado somente pela corrente de ar.

A ação de deflação do vento é seletiva. As partículas mais finas, como silte e argila, são facilmente carregadas e levadas no ar. As areias são movidas por ventos moderados a fortes e tendem a se deslocar próximo ao solo. Fragmentos de cascalho e seixos arredondados, de 5 a 8 cm de diâmetro podem ser rolados sobre o solo plano, pelos ventos fortes de tempestades, porém por pequenas distâncias. Os sedimentos mais finos são removidos, enquanto as partículas mais grosseiras permanecem atrás como material residual, recebendo impactos constantes de grãos de areia (Strahler & Strahler, 1973).

A deflação produz uma depressão rasa, denominada "blowout" ou bacia de deflação (**deflation hollow**). Esta pode ser extensa, porém, geralmente sua profundidade é de vários decímetros ou poucos metros. Em qualquer pequena depressão na superfície da planície, em clima seco, principalmente onde a grama ou pequenos arbustos são destruídos, pode haver desenvolvimento de uma bacia de deflação. As chuvas podem encher essa depressão criando pequenos e rasos lagos efêmeros (Strahler & Strahler, 1973).

Segundo os mesmos autores, bacias de deflação são também encontradas sobre a superfície, onde as rochas são desintegradas pelo intemperismo.

De acordo com Rhue (1975) as bacias de deflação formam-se quando a deflação é concentrada localmente.

A abrasão ocorre quando o vento dirige partículas de areia e silte contra uma rocha exposta ou superfície do solo, causando seu desgaste pelo impacto.

Como a areia não pode ser erguida muito além de poucos centímetros do solo, numa área relativamente plana, a abrasão ocorre na base das elevações.

Quando o jato de areia, que se desloca acima da superfície plana, atinge a base de uma pequena massa de rocha, esta é cortada transformando-se numa rocha pedestal (Strahler & Strahler, 1973).

### 8.2.2 - Considerações sobre o trabalho do vento

O vento, como fluido em movimento, é capaz de causar erosão, principalmente deflação, transportar sedimentos e depositá-los em determinados locais.

Bagnold (1941) demonstrou que a velocidade do vento é um fator controlador no sistema aerodinâmico. O fluxo de ar, como fluxo fluido pode ser laminar ou turbulento, mas qualquer fluxo próximo à superfície é turbulento devido à rugosidade do solo (Rhue, 1975).

O vento atua como agente de erosão e transporte de sedimentos, apenas nas superfícies desprovidas de cobertura vegetal densa, onde as partículas minerais e orgânicas são pequenas e estão soltas.

A efetividade do vento na movimentação das partículas depende da velocidade, direção e duração de sua ação. Um outro fator envolvido é a quantidade de umidade contida, num vento acompanhado por precipitação.

A velocidade do vento aumenta logaritmicamente com a altura acima da superfície, durante o movimento da areia sobre uma duna. A curvatura de uma duna parece não afetar a mudança da velocidade do vento com a altura (King, 1966).

O vento desenvolve geofomas e paisagens tanto pela erosão quanto pela deposição. As mais importantes são construídas durante a deposição dos sedimentos transportados. Os efeitos erosivos do vento são menos importantes se comparados à construção de dunas e depósitos de loess (Rhue, 1975).

#### 8.2.2.1 - Modalidades de transporte

Bagnold (1941) formulou a clássica teoria sobre o complexo movimento da areia no ar. Essa teoria é baseada em investigações sobre o comportamento das dunas do deserto.

Os sedimentos eólicos assim como os fluviais podem ser transportados tanto como carga em suspensão quanto como carga de fundo. A seleção das partículas pelo vento, entretanto, é mais efetiva do que a efetuada pelas águas correntes.

O transporte de sedimentos pelo vento se dá por saltação, rastejamento e suspensão. O tipo de transporte está diretamente relacionado ao tamanho das partículas e intensidade do vento. Somente as mais finas (silte e argila) podem ser carregadas em suspensão no ar.

A velocidade do vento é afetada pela rugosidade da superfície sobre a qual sopra. A movimentação da areia inicia-se somente quando a velocidade do vento consegue produzir uma força que supere o valor crítico da resistência de um determinado tamanho de partícula. Segundo Bagnold (1941) o valor crítico de resistência depende da raiz quadrada do diâmetro do grão de areia.

Bagnold (1941) demonstrou, ainda, que os grãos com 0,1 mm de diâmetro iniciam seu movimento quando a velocidade é de aproximadamente 15cm/s. Os mais finos, como silte e argila, necessitam de uma velocidade bem maior, além de uma perturbação no solo. A capacidade de acumulação de umidade deste, também afeta sua mobilização.

A maior parte das partículas é transportada pelo vento como carga de fundo por **saltação** .

A saltação ocorre após iniciada a movimentação. Os grãos em movimento rolam ou deslizam, encontrando grãos maiores, imóveis, que com o impacto são arremessados ao ar.

No ar, o grão de areia, 2.000 vezes mais pesado que o mesmo volume de ar, torna-se extremamente saltador. Desloca-se à velocidade do vento, que o acelera progressivamente, conforme a altura, até que comece a cair (Pethick, 1984).

Segundo Bagnold (1941), quando os grãos atingem o ápice de uma trajetória , tendem a cair seguindo a Lei de Stokes.

Assim, descrevem uma trajetória curvilínea característica, seguida de um longo movimento rasteiro final, sulcando a superfície da praia. Este impacto movimenta um grupo de grãos, que também é arremessado ao ar, iniciando deslocamentos semelhantes. Logo, toda a superfície da praia, na direção do vento, estará em movimento (Pethick, 1984).

Durante a saltação, os grãos deslocam-se por trajetórias variadas em altura e largura, porém o ângulo de impacto é quase constante, variando de 10 a 16 graus para uma ampla série de condições (Bagnold,1941).

Os grãos em saltação raramente são elevados acima de 10 centímetros do solo. A saltação só se mantém a partir de ventos com velocidade de no mínimo 16Km/h. Até mesmo ventos muito fortes não conseguem arremessar os grãos a mais do que poucos metros acima da superfície.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) é a saltação que explica porque o efeito erosivo da areia é concentrado sobre áreas expostas a menos de 30 a 60 cm acima da superfície plana do solo.

Segundo Rhue (1975) o volume da carga de saltação concentra-se a 1m acima do solo, porém esta camada pode ser estratificada, sendo a areia mais abundante na parte mais baixa.

A saltação, segundo Pethick (1984) é o tipo de transporte mais importante para o processo de formação de dunas.

O transporte por **rastejamento** em superfície, é também consequência do movimento superficial retilíneo final dos grãos em saltação. Se, ao sulcar a superfície da praia, o grão em saltação golpear grãos muito pesados para serem arremessados ao ar, estes serão empurrados sobre a superfície.

Grãos com diâmetros até seis vezes maiores que os da

saltação e duas centenas de vezes mais pesados, podem ser transportados por rastejamento. Areias grosseiras e seixos também podem ser empurrados.

O vento pode mover partículas maiores que areia sobre o solo, se as condições da superfície forem favoráveis. Sabe-se que ventos de velocidades de 60 a 75 km/h podem mover seixos pesando de 4 a 56g sobre uma superfície lisa inclinada. Este é um exemplo raro de transporte por rastejamento (Ruhe, 1975).

De acordo com Bagnold (1941) cerca de 25% das areias de duna são movidas por rastejamento enquanto 75% por saltação.

Apesar de transportar apenas 1/4 da carga total, o rastejamento em superfície é um movimento significativo no resultado da seleção dos grãos de areia.

A erosão e o transporte pelo vento selecionam o material, e o diâmetro modal da distribuição da frequência de tamanho é a chave do processo de seleção (Chepil, 1959). Grãos maiores que o diâmetro modal da saltação são deslocados mais lentamente, e aqueles menores são removidos e carregados à distância. Dependendo da classe textural, de 31 a 78% dos grãos menores que 0,1mm são removidos em uma única ventania. Os siltes são removidos mais facilmente que as areias ou argilas. Nos materiais mais grosseiros, as partículas mais finas são removidas, enquanto que as partículas de areia se deslocam mais lentamente (Ruhe, 1975).

A areia grosseira e seixos que se deslocam mais lentamente acumulam-se como depósitos residuais, formando uma camada protetora que impede os mais finos, abaixo, de serem removidos (Strahler & Strahler, 1973).

Os grãos mais finos saltam em movimentos rápidos e longos para sotavento, enquanto os maiores se arrastam em superfície, movendo-se mais lentamente a curtas distâncias (Pethick, 1984).

A saltação e o rastejamento são responsáveis pela formação de marcas de ondulações de areia (Strahler & Strahler, 1973).

O transporte em **suspensão** movimentam somente os grãos mais finos, que são soprados a distâncias consideráveis por ventos de velocidade moderada.

Bagnold (1941) demonstra que os grãos mais finos encontram-se, com frequência, abaixo da zona de velocidade zero do vento ( $Z_0$ ) sobre o solo, não sendo normalmente movidos mesmo pelos ventos fortes. Assim o transporte em suspensão requer uma perturbação para iniciar o movimento das partículas. Esta pode ser causada pela passagem de animais ou veículos ou por uma forte corrente em ventos descendentes, produzindo uma nuvem de poeira que desaparece ao cessar o distúrbio.

Mendes (1984) refere que as partículas transportadas por suspensão são aquelas menores que 0,5mm. Para outros autores

são as de diâmetro menor que 0,06 (silte e argila) e para Pethick (1984) são os grãos menores que cerca de 0,2mm.

### 8.2.2.2 - A movimentação de areia

A descrição das modalidades de transporte (saltação, rastejamento e suspensão) demonstra como e quando a areia é movida. Para formar uma duna, entretanto, muita areia precisa ser transportada e acumulada.

Segundo Willetts et al., citados por Pethick (1984) a quantidade de areia movida depende da velocidade do vento, embora também devam ser considerados fatores como o tamanho e a forma do grão.

Para calcular o transporte de areia, foi formulada uma equação que relaciona o cubo da velocidade ao montante de areia transportado por unidade de largura de praia por unidade de tempo. Tal equação foi demonstrada por muitos autores (e.g. Bag-nold, 1941; e Cooke & Warren e Hsu, citados por Pethick, 1984):

$$q = (C/D).(u')^3$$

ou, se for sentido que uma velocidade "real" deva ser incluída no meio:

$$q = C (V_{100} - V_1)^3$$

onde:

- q = peso da areia movida por unidade de largura por unidade de tempo
- C = uma constante
- D = diâmetro do grão
- u' = velocidade de corte durante a saltação
- V<sub>100</sub> = velocidade medida a 1 metro acima da superfície
- V<sub>1</sub> = velocidade limiar crítica para um dado tamanho de grão

A aplicação dessa equação mostra que o transporte de areia é extremamente sensível à mais leve variação na velocidade - um pequeno aumento na velocidade do vento significa um grande impulso no montante de areia movida.

Em termos práticos, por exemplo, um vento de 50km/h é capaz de mover meia tonelada de areia por metro de extensão de praia por hora. Entretanto, um vento de 58km/h, ou seja, 16% mais veloz, será capaz de movimentar uma tonelada por metro por hora - um aumento de 100% no transporte. Inversamente, um leve decréscimo na velocidade do vento causará uma insignificante nuvem de areia em saltação (Pethick, 1984).

As taxas de transporte de areia são, ainda, susceptíveis à textura da superfície do terreno. Uma nuvem de grãos em saltação que passe sobre uma superfície arenosa macia perderá energia, e a queda na velocidade de transporte causará deposição. Por outro lado, se passar sobre uma superfície resistente, o transporte aumentará.

dunas costeiras originam-se de areias finas provenientes do estirâncio. Para outros autores, entretanto, o fornecimento de areia para formação de dunas provém da parte da praia que se mantém seca a maior parte do tempo, ou seja, do pós-praia .

Para Pethick (1984) a condição ideal para formação de dunas costeiras é a baixa declividade do litoral combinada com grandes amplitudes de maré e extensa superfície de areia seca na maré baixa. Entretanto, o autor não especifica valores para tais parâmetros.

Na área objeto deste trabalho, o desenvolvimento de dunas está associado a um considerável fornecimento de areia e à constância de ventos suficientemente fortes para transportá-la.

O vento não espalha a areia ao acaso, ao contrário, congrega-a em padrões bem consistentes. A deposição, que ocorre quando a velocidade do vento diminui, inicia-se pelas partículas maiores.

A dinâmica do fluxo de ar e turbulência é extremamente complicada, porém qualquer obstáculo que cause deposição pode iniciar uma acumulação - um núcleo de areia - que incrementa maior crescimento.

A corrente de ar passando sobre o núcleo de areia, tende ao turbilhonamento neste ponto, diminuindo a velocidade e aumentando o depósito. Esta irregularidade altera o fluxo de ar adicional, dando volume a repetidas zonas de deposição que varia de ondulações de uns poucos milímetros de altura a montes com 200 metros. Tais depósitos tornam-se independentes dos obstáculos que lhes deram origem.

Segundo Bagnold (1941), as dunas formam-se independentemente de qualquer acidente de superfície, e seu desenvolvimento mais perfeito acontece em terrenos planos.

Cooper (1967), referindo-se a dunas costeiras desenvolvidas a partir da vegetação, afirma que na maioria desses ambientes, o embrião é o primeiro estágio de formação de verdadeiros cordões de dunas, porém, pode não fazer parte de alguns sistemas. Para Leinz & Amaral (1980), "dunas verdadeiras" são as formadas sem intervenção de obstáculo.

No processo de construção de dunas são muito importantes a direção do vento e sua força em relação ao suprimento de areia (King, 1966).

Bagnold (1941) diferencia os efeitos de um vento forte de um vento suave. Um vento forte é aquele cujo gradiente de velocidade cresce acima de um valor crítico, onde a velocidade é maior do que 2,5 cm/s a uma altura de 0,3 cm. Este número depende parcialmente da rugosidade da superfície.

Um vento forte tende a aumentar o volume de uma duna, enquanto um vento suave tende a aumentar o comprimento à custa do volume (King, 1966).

Num ambiente em que grãos de areia de tamanhos diferentes encontram-se misturados, o transporte é seletivo, ocorrendo primeiro a remoção dos mais finos. Entretanto, sobre as dunas a seleção é tal que o vento alcança rapidamente a velocidade que pode remover todos os grãos (King, 1966).

Bagnold (1941) demonstrou que a taxa de deposição ou remoção depende da tangente do ângulo de inclinação da superfície. Assim, não há mudança na crista de uma pilha de areia uniforme, porém a deposição no lado de sotavento deve alcançar um máximo, onde a inclinação é mais escarpada, e se esta não é na base da duna, o lado de sotavento se acentuará.

Strahler & Strahler (1973) explicam, baseados em conclusões de Bagnold (1941), que a face de escorregamento desenvolve-se a partir de uma duna uniformemente arredondada.

A areia é removida de barlavento, transportada por saltação e depositada na face de sotavento, que torna-se mais íngreme. No momento em que a face de sotavento torna-se suficientemente íngreme, grãos em saltação ultrapassam a crista aguda e caem em repouso sobre a superfície adiante. Ao alcançar o ângulo limite de repouso a areia se instabiliza e começa a deslizar.

O ângulo limite de repouso da areia seca, para a maioria dos autores, é de 34°.

O deslizamento sobre a face de sotavento, desloca a camada superficial da areia para a base da duna. Com o deslizamento a face de escorregamento torna-se novamente estável, porém a saltação continua, ocorrendo novos deslizamentos. Neste processo a duna avança, enterrando a superfície do solo adiante dela (Strahler & Strahler, 1973).

Observações no campo demonstram que a taxa de avanço da duna depende da altura da face de escorregamento. Esta é, no mínimo de 30 cm, devido ao salto médio de um grão de areia. Se a altura da face de deslizamento é menor que 30 cm, o grão de areia pode alcançar o pé da duna e assim não irá necessariamente dirigir-se sobre a face inclinada (King, 1966).

Bagnold demonstrou que o movimento da duna para frente varia diretamente com a taxa do movimento de areia sobre a borda da face de escorregamento, mas inversamente com a altura da mesma. A face de escorregamento se moverá mais lentamente onde ela é mais alta, no centro da duna, e mais baixa, próximo às bordas.

A face de deslizamento só pode ser mantida se o vento continuar sendo soprado, portanto, se a direção do vento muda a face de escorregamento deve se modificar (King, 1966).

Os depósitos de areia são de dois tipos: acreção e avalanche. Depósitos de acreção são construídos de areia vindas do lado de barlavento de uma duna.

As camadas de avalanche são aquelas que, empurradas

sobre a face de escorregamento, caem livremente em seu ângulo de repouso e não são bem compactadas e, portanto, têm uma textura fofa. Elas normalmente dificultam a apreciação da estratificação de uma duna, cada camada é muito fina e a diferença no tamanho das partículas, freqüentemente, não é suficiente para revelar claramente as camadas (King, 1966).

A duna migrante pode ser detida em seu avanço e estabilizada pelo desenvolvimento de gramas resistentes, pelo seu efeito quebra-vento e pela fixação através das raízes.

### 8.2.5 - Movimentação das dunas

Finkel (1959) determinou através de duas séries de fotografias aéreas, tomadas com intervalo de três anos, o movimento relativo de dunas barcanas do sul do Peru. Ele observou que a velocidade de movimento das barcanas foi maior para as dunas menores e menor para as maiores. O movimento médio de 75 barcanas em relação a altura de suas cristas foi:

altura da crista (m):	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	média
movimento anual (m):	32,2	22,0	16,8	14,5	12,2	11,5	9,2	15,4

A taxa de areia perdida por deslizamento sobre a face de sotavento, de qualquer barcana, é rigorosamente compensada pelas areias vindas do seu lado de barlavento (Finkel, 1959).

Nas dunas costeiras do Lago Michigan a taxa de movimento medida foi de 5 pés em 4 meses, 10 pés em 6 meses e 3 pés em 11 meses (Cressey, 1928).

No Campo de Dunas de Guerrero Negro, México, a taxa de movimento no inverno foi de 2,1 cm/dia, enquanto no verão foi de 8,4 cm/dia (Inman, Ewing & Corliss, 1966).

A taxa de movimentação de duna não é uniforme. Dunas barcanas da área de Salton Sea tiveram um movimento de 50 pés por ano durante o período de 1941-1956 e 85 pés por ano durante os anos de 1956-1963 (Long & Sharp, 1964). A diferença no movimento médio foi atribuída, pelos autores, ao aumento do fornecimento de areia.

Em White Sand, as dunas próximas à área fonte demonstraram movimento consideravelmente maior que aquelas a sotavento (McKee, 1966).

### 8.2.6 - Morfologia do ambiente eólico

A topografia eólica compreende planos de deflação e concentração de grandes corpos de areia (dunas) (Bigarella, 1972). Virtualmente toda areia eólica não ocorre em dunas isoladas, mas em campos e mares de areia.

Quando o suprimento de areia é pequeno, há apenas a formação de cômoros ou ante-dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.6.1 - Dunas

As dunas são depósitos de areia transportada, acumulada e modelada pelo vento, constituindo montes que apresentam, sempre, uma face de maior inclinação.

A seção longitudinal de uma duna típica corresponde a um triângulo escaleno com um vértice voltado para o alto (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972). As cristas de dunas podem apresentar alturas de 1 ou 2 m a 20 ou 30 m.

A face que recebe o sopro do vento (barlavento) é a mais longa e apresenta menor inclinação (5 a 15°). A face de maior declividade (20 a 30°, geralmente), é a de sotavento, denominada face de deslizamento (slip face). O ângulo de repouso da areia seca é de 34°.

Para Strahler & Strahler (1973) faces com tais características são próprias de dunas ativas.

Na zona de deposição, as areias de dunas podem se dispor em cristas relativamente paralelas à linha de costa e separadas umas das outras por depressões ou vales. Podem, ainda, se dispor oblíqua ou transversalmente à linha de costa. A disposição das dunas em relação à costa depende da direção predominante do vento e dos obstáculos que possam perturbar o fluxo normal do mesmo.

As dunas podem ser "ativas" ou "vivas" e "inativas" ou "fixadas". As dunas ativas não possuem cobertura vegetal e mudam constantemente de forma sob as correntes do vento. Dunas ativas são construídas pelo contínuo fornecimento de areia, razoável escassez de água no solo e ventos adequados. As dunas são fixadas pela vegetação.

Segundo King (1966) as dunas costeiras são muito semelhantes às do deserto, entretanto, podem tornar-se bem mais complexas devido à influência da vegetação que cresce sobre elas.

Já Pethick (1984), considera que a presença de vegetação distingue as dunas costeiras das do deserto.

De acordo com Bigarella (1972), o transporte de areia é um importante processo na formação da morfologia costeira. Segundo o mesmo autor, durante o Quaternário, grande quantidade de areia transportada aos planos costeiros deram origem aos campos de dunas atuais.

Na área estudada, bem como em toda a costa brasileira, observam-se dunas com ou sem cobertura vegetal. A formação de tais feições independe da existência de vegetação. A cobertura vegetal das dunas costeiras somente distingue as dunas estabilizadas daquelas que são móveis.

As dunas ocupam uma zona limitada pela marca da maré alta, estendendo-se sobre a costa por mais de 10 km (Cooper, 1967). A ocorrência de dunas sugere a presença de uma linha de praia a pouca distância à sua frente. A presença de dunas em posições mais interiorizadas marca a ocorrência, em épocas anteriores, de linha de costa mais para dentro do continente (Guilcher, citado por Godolphin, 1976; Zenkovich, 1967).

Na Planície do Campo de Araçatuba observam-se sete gerações de dunas interiorizadas, que realmente marcam paleolínhas de praia. Entretanto, o campo de dunas atual encontra-se bastante interiorizado, alcançando a posição de outras gerações, possivelmente recobrando-as.

Esta interiorização, entretanto, tem ocorrido independente de variações do nível do mar. Está por um lado, vinculada a fases de clima mais seco ou eventualmente de maior intensidade dos ventos. Por outro, devido ao uso destas áreas para pastagem de gado bovino e, recentemente, pelo uso residencial permanente ou temporário. Isto tem permitido a remobilização de dunas de antigas linhas de costa, que estão sendo incorporadas às da linha de praia atual.

Strahler & Strahler (1973) referem-se a **dunas fitogênicas**, que se originam a partir de uma parcial cobertura vegetal. As áreas favoráveis para as dunas fitogênicas são costas em uma ampla faixa climática e regiões interiores de clima semi-árido (estepes) com cobertura de gramíneas baixas e esparsas e pequenos arbustos dispersos. Um elemento característico da forma das dunas fitogênicas é sua associação com uma bacia de deflação. Para o abrigo desta bacia, que é a fonte de areia, as cristas de duna posicionam-se convexamente arqueadas a sotavento.

Segundo os mesmos autores, as dunas costeiras são mais abundantes adjacentes às linhas de costa prográdantes. E, principalmente em áreas interiores à costa, são encontradas dunas fitogênicas do tipo parabólica.

Pethick (1984) menciona que as dunas costeiras formadas e desenvolvidas a partir da vegetação, geralmente possuem declividade forte a barlavento e suave a sotavento. Ao que tudo indica, o referido autor, descreve o mesmo tipo de duna denominado fitogênico.

#### 8.2.6.1.1 - Tipos de dunas

As dunas ocorrem isoladas ou associadas. A forma e o tamanho dependem das condições de vento e suprimento de areia.

Para King (1966) os principais tipos de acumulação de areia dependem, provavelmente, do caráter do regime de ventos; ou seja, da proporção entre ventos suaves e fortes e as direções relativas de cada um. A direção do vento e sua intensidade em relação ao suprimento de areia são muito importantes na determinação da forma de uma duna.

Ventos fortes e constantes, vindos de diferentes dire-

ções, desenvolvem diversos tipos de dunas. Em dunas desenvolvidas por ventos unidirecionais, pequenas mudanças na direção do vento, não são efetivas no desenvolvimento de qualquer feição distinta, somente produzindo pequenas irregularidades temporárias (Bigarella, 1972).

De acordo com Allen (1970), as dunas apresentam uma grande quantidade de formas, talvez intergradantes. Entretanto, cada forma permanece imutável enquanto sob as mesmas condições de vento (Reineck & Singh, 1980). Bigarella (1972) e Mckee (1979), observaram que muitas formas de dunas são comuns aos desertos e às planícies costeiras.

As dunas são classificadas quanto à forma, em dômicas, parabólicas, transversais, barcanas, longitudinais (*seif*), estre-lares, reversas e retenção (Mckee, 1966; Glennie, 1970; Wilson, 1972; Bigarella, Becker & Duarte, 1969 e Bigarella, 1972).

As dunas dômicas, parabólicas, transversas e barcanas são desenvolvidas por ventos unidirecionais, enquanto as dunas longitudinais por ventos bidirecionais.

As **dunas em forma de domo** são localizadas próximas à área fonte (Mckee, 1966). são dunas baixas, circulares, em montes isolados. Um exemplo típico apresenta 137 m de largura, 128 m transversalmente, na direção dos ventos predominantes, e 5,5 m de altura (Bigarella, 1972).

As **dunas parabólicas** possuem forma de "U" ou "V", re-presentando um tipo de bacia de deflação (*blowout*) na qual a parte do meio move-se para frente com respeito a seus lados ou "braços" (Hack, 1941). Apesar da parabólica em formato de "U" ser mais comum, Mckee (1966) descreveu uma típica parabólica em forma de "V" no campo de dunas de White Sand, Novo México.

As parabólicas caracterizam-se pela estratificação convexa na face de escorregamento, que tem forma de nariz. O trabalho do vento dá-se na parte central entre os "braços", que se formam através da fixação pela vegetação (Mckee, 1966). Assim como seus "braços" fixados pela vegetação, toda a duna é relativamente estável (Bigarella, 1972).

As **dunas transversas** são assimétricas, crescentiformes ou alongadas, com a face de deslizamento voltada para sotavento e o dorso disposto perpendicularmente à direção do vento predominante. Segundo Medeiros, Schaller & Friedman (1971), as dunas são denominadas transversas por sua crista formar um ângulo reto com a direção predominante dos ventos.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) as dunas transversas tomam forma onde a areia é tão abundante que cobre completamente o solo imóvel abaixo. Suas crista são separadas por profundas depressões.

A área de abrangência das transversas é denominada "mar de areia" (*sand sea*). O termo *erg* referido para uma ampla extensão de dunas no Deserto do Sahara, também tem sido adotado para este tipo de ambiente. Os cordões individuais têm crista

aguda e assimétrica, estando a inclinação suave a barlavento e a face de escorregamento a sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Os mares de areia necessitam de imensa quantidade de areia, frequentemente provenientes do intemperismo de formações areníticas subjacentes à superfície do solo, ou de planos aluviais adjacentes. Contudo, outros cinturões de dunas transversas formam-se adjacentes a praias com abundante fornecimento de areia e fortes ventos vindos do mar (Strahler & Strahler, 1973).

As **dunas barcanas** têm a forma de meia lua com a face convexa a barlavento e face côncava a sotavento. Na face de barlavento, suavemente inclinada, a areia move-se pela ação ascendente do vento, na face íngreme, a sotavento, ocorre escorregamento ou avalanche da areia.

De acordo com Strahler & Strahler (1973) as pontas da barcana são suavemente arredondadas e, partindo delas, a areia movimenta-se em saltação.

Para King (1966) a barcana é, provavelmente, formada por sistemas de ventos unidirecionais. É o menor tipo de duna, que independe de obstáculo para sua formação. Ela pode formar-se e mover-se como unidade independente.

Uma barcana pode alcançar de 9 a 30 m de altura e até 360 m de extensão. Há registros de uma barcana individual ter atravessado distâncias de 9 a 15 m em um ano (Strahler & Strahler, 1973).

A barcana pode originar-se quando a areia se amontoa a sotavento de algum obstáculo, tal como um pequeno morro, rocha ou pedaços de pau. No momento em que se forma uma massa suficiente de areia, ela começa a se movimentar para sotavento, tomando a forma de crescente. Desta forma, elas são arranjadas em cadeias, estendendo-se a sotavento da área fonte (Strahler & Strahler, 1973).

As **dunas longitudinais** (seif) constituem uma série de espigões longitudinais paralelos, regularmente espaçados, e orientados na direção dos ventos dominantes.

Para a formação dessas dunas, a região deve estar sujeita a ventos fortes constantes. Podem formar-se no flanco de uma elevação topográfica interposta ao vento. São dunas de estrutura complexa, principalmente devido à ação de ventos bidirecionais. Sua seção transversal é triangular e apresentam como característica duas faces de deslizamento (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

Segundo Bigarella (1972) esse tipo de dunas é normalmente orientado acompanhando um vetor resultante de ventos fortes convergindo de duas direções, a aproximadamente 90° um do outro.

As **dunas de retenção** foram inicialmente denominadas por Cooper (1967) como dunas de precipitação. A duna de retenção constitui-se num corpo de areia linear formado onde as dunas avançam contra a barreira de vegetação arbórea. Ela é a última

forma estabilizada em tais condições e pode ser gradualmente desenvolvida, devido à vegetação arbórea (Bigarella, 1972).

Bigarella, Becker & Duarte (1969) estudaram este tipo de duna no plano costeiro da Praia do Leste no Estado do Paraná. As cristas de dunas que se estendem paralelas à linha de costa medem entre 5 a 10 m de altura acima da areia plana.

As **dunas estelares** desenvolvem-se geralmente nos desertos como na Arábia Saudita e em partes da África do Norte e Namíbia. Este tipo de duna tem um ponto central alto do qual partem três ou mais "braços" (cristas) radiais em várias direções (Bigarella, 1972).

As dunas estrelas são desenvolvidas por ventos efetivos de múltiplas direções (Bigarella, 1972).

O ponto central da estrela é um pico agudo que pode atingir até 100 m de altura ou mais acima da base. Essas dunas parecem permanecer fixadas na posição por séculos (Strahler & Strahler, 1973).

As dunas estrelas possuem, pelo menos, três faces de deslizamento (Mendes, 1984). As faces de deslizamento estão relacionadas ao número de cristas.

As **dunas reversas** foram referidas por Merk (1960) como transversas. Elas se desenvolvem num ambiente onde o efeito do vento dominante é obstado por tempestade de vento forte, rápida, controlada pela orografia, de direção quase oposta (Bigarella, 1972).

Bigarella (1972) cita como exemplos de dunas reversas as de Great Sand Dunes do Colorado, cujas cristas transversais, segundo Merk (1960), são orientadas normalmente pelos ventos vindos do sul. E, Kelso Dunes, Califórnia, onde ocorrem cristas alongadas e transversais.

Medeiros, Schaller & Friedman (1971) discordam da classificação por tipos individualizados e propõem três formas básicas: "dunas e cadeias de dunas transversas", na qual incluem as barcanas; "dunas e cadeias de dunas longitudinais", na qual incluem as parabólicas; e, "dunas complexas", na qual incluem as estelares, cônicas e outras.

As formas designadas "complexas" são dadas por regimes irregulares dos ventos, e também pelas feições topográficas e pelo crescimento da vegetação, que favorecem a acumulação de areia. A estrelar e o cone são os tipos mais simples desses depósitos, porém, podem assumir dimensões consideráveis (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

Mendes (1984), propõe classificação semelhante à dos autores referidos anteriormente, mas baseada na disposição do eixo maior em relação à direção do vento ou ausência desta: "dunas transversas", "dunas longitudinais" e "dunas equidimensionais" (estelares e reversas).

Na Planície do Campo de Araçatuba, dos tipos descritos, só foram observadas as dômicas, as parabólicas, as transversas e as barcanas, já descritas no Capítulo de Geomorfologia.

#### 8.2.6.2 - Ante-dunas

Em muitas áreas, onde o fornecimento de areia não é muito grande, os depósitos eólicos costeiros são limitados a ante-dunas.

De acordo com Bigarella (1972) as ante-dunas consistem de miniaturas de depósitos de areia eólica domiformes.

As ante-dunas normalmente ocorrem em forma de cômoros ou de cordões baixos e paralelos à costa, indicando que sua fonte de areia é a praia, e que sua estabilização pela vegetação é tão rápida que a areia não pode se deslocar mais para o interior (King, 1966).

Na área de ante-dunas, a deposição de areias eólicas inicia-se ao redor de vários obstáculos, principalmente gramas e pequenos arbustos. A areia acumula-se como sucessivos estratos em forma de concha (convexo para cima). O eixo longo desses depósitos domiformes é paralelo à direção dominante dos ventos (Bigarella, 1972).

A maior parte das ante-dunas domiformes apresentam feições de bacia de deflação. O desenvolvimento de uma bacia de deflação inicia-se sobre a parte mais alta do domo, cortando-o para baixo e lateralmente. Ela remove a areia da parte central do domo, deixando uma depressão de orla oval a circular, ou pequena bacia padrão cratera, com aberturas a barlavento e sotavento (Bigarella, 1972).

As areias removidas são, então, depositadas em algum lugar a sotavento, iniciando o desenvolvimento de novas ante-dunas domiformes. Este processo de erosão e deposição é continuamente repetido (Bigarella, 1972). Na Planície do Campo de Araçatuba é característico do reverso de praia.

A altura de uma ante-duna comumente é menor que 1 m acima da superfície arenosa plana e eventualmente de solo pantanoso. Uma, estudada na Barra do Sul media 12 por 14 m em diâmetro e a orla tinha cerca de 0,5 m de altura. A parte central desta bacia de deflação era plana e pouco mais elevada que a área ao redor (Bigarella & Popp, 1966).

#### 8.2.6.3 - Cordão praial-dunar

Bigarella (1972) refere que os depósitos de cordão "praial-dunar" da Praia de Leste (Pr) são constituídos por sedimentos intermediários e transicionais entre praia e dunas. O cordão "praial-dunar" é muito baixo, relativamente amplo e disposto paralelamente à linha de costa. Geralmente encontra-se separado da praia por um pequeno desnível, porém, em muitos lugares não há separação abrupta. Onde ocorre uma zona de transição, caracteri-

za-se pela vegetação marginal escassa da associação *Ipomoea pes-caprae*.

Ventos procedentes do mar transportam areias da praia para as áreas das ante-dunas e dunas. Na primeira etapa, areias acumulam-se parcialmente contra o desnível (barranco de praia) ou sobre a zona transicional entre a praia e o cordão praiial-dunar. Parte da areia é depositada sobre o cordão praiial-dunar e nas ante-dunas e parte sobre a duna de retenção (Bigarella, 1972).

#### 8.2.6.4 - Marcas de ondulação

Formadas pelo vento, as marcas de ondulação são raramente preservadas nos arenitos eólicos antigos. Ocorrem como ondulações paralelas, assimétricas, alcançando índices de 20 a 50 (Poole, 1964). As marcas de ondulações em arenitos eólicos são subparalelas à direção de mergulho da superfície dos estratos cruzados (McKee, 1945; 1957). O alto índice e a orientação em relação à estratificação cruzada são feições distintivas (Poole, 1964).

A maior parte das marcas de ondulação é formada sobre a inclinação de barlavento das dunas. Sua orientação depende da parte da duna na qual desenvolvem-se. As cristas e cavados das marcas de ondulações dispõem-se perpendicularmente à direção dos ventos locais. Sendo o vento constantemente defletido pela topografia num campo de dunas, as direções das marcas de ondulação são muitas. Além disso, a maior parte das ondulações é formada por ventos fracos, que podem não corresponder à direção dos ventos dominantes.

Ondulações de barlavento são quase normais à principal direção do fluxo de vento; entretanto, essas marcas de ondulação são raramente preservadas. Condições favoráveis para o sepultamento e então, preservação, estão quase inteiramente do lado de sotavento da duna. A orientação das ondulações sobre o sotavento das dunas resulta ou da deflexão dos ventos sobre a superfície da duna ou, temporariamente, de ventos soprados de outras direções.

Dois principais tipos de marcas de ondulação de vento são reconhecidos (Cressey, 1928; Sharp, 1963; Tanner, 1964). Um, tipo granulado uniforme (Cressey, 1928) ou tipo ondulação-areia (Sharp, 1963) é o mais abundante e muito difundido. Marcas de ondulação grânulo não são raras e são formadas onde se encontram concentrações residuais de grãos grosseiros.

Ondulações originadas pelo vento, geralmente, têm maiores índices que aquelas formadas pela água (Kindle, 1917; Twenhofel, 1932; McKee, 1933; Sharp, 1963; e outros). Índices abaixo de 15 são considerados evidências de deposição subaquosa (McKee, 1933). Diferenças na orientação indicam variação nas direções dos ventos, e documentam a complexidade das correntes de vento perto do solo (Sharp, 1963). As correntes ao longo da superfície de areia podem divergir a ângulos acima de 90 uma da outra, como resultado da forma da duna. Portanto, ondulações são desenvolvidas de acordo com as direções das correntes de vento

sobre o solo, e sua orientação reflete, em parte, a influência direta do padrão da duna.

Pequenas flutuações na direção do vento não afetam a orientação das ondulações (Sharp, 1963). Entretanto, quando a direção do vento muda muito, um novo grupo de ondulações é iniciado e superimposto sobre o antigo, com uma direção diferente. Em um curto tempo o grupo de ondulações antigas geralmente é destruído sob uma nova direção de vento, porém, em muitos lugares, um novo grupo aparece, superimposto sobre o antigo.

Em alguns lugares, três grupos superimpostos de ondulações de diferentes direções e dimensões foram encontrados (Sharp, 1963).

O índice de ondulações, de acordo com Sharp (1963), depende, principalmente, do tamanho do grão, composição do sedimento e velocidade do vento. A influência do tamanho do grão sobre o padrão e tamanho das marcas de ondulação, foi discutida por Cornish (1897), Bucher (1919), Bagnold (1954), McKee (1945), Sharp (1963) e outros. Trabalho experimental (Bagnold, 1936) e observações de campo (Sharp, 1963) demonstram que a largura das ondulações aumenta com a velocidade do vento e a altura aumenta com o incremento do tamanho dos grãos. Marcas de ondulação em areias grosseiras são maiores que ondulações em areia fina (Sokolow, 1894; Cornish, 1897; Sharp, 1963). As ondulações em areias grosseiras têm menor índice que aquelas em areia fina. Este índice varia inversamente com o tamanho dos grãos e também com a velocidade do vento.

Nas marcas de ondulação de vento, os grãos mais grosseiros estão concentrados sobre a crista (Cornish, 1914; Cressey, 1928; Twenhofel, 1932; Bagnold, 1954; Norris & Norris, 1961).

Sob condições de ventos relativamente fracos, as marcas de ondulação são abundantes sobre a superfície das dunas. Estas se desenvolvem sobre superfícies não submetidas nem a erosão marcada nem a forte deposição. Elas são mais comuns sobre superfícies submetidas a alguma acumulação do que sobre superfícies em erosão (Sharp, 1963).

As marcas de ondulações podem iniciar a sua formação a uma velocidade de vento de cerca de 6,8 milhas por hora (mph), mas elas desaparecerão quando o vento atingir uma velocidade de cerca de 20 mph (Cressey, 1928).

Marcas de ondulação de grânulo são basicamente diferentes das do tipo areia. Elas desenvolvem-se como concentração de grãos retidos, principalmente maiores que 1 mm (Bigarella, 1972). Tais marcas de ondulação são mais irregulares que as do tipo areia. As ondulações de grânulo geralmente contrastam com as de areia quando têm lâminas "foresets" bem desenvolvidas (Sharp, 1963).

A superfície de uma duna móvel é geralmente ondulada. A seção transversal de uma ondulação é semelhante à de uma duna, com inclinação de barlavento mais suave e de sotavento mais íngreme. As ondulações são espaçadas em ondas de largura uniforme.

as quais dependem da intensidade do vento e da trajetória característica do grão de saltação, que causa rastejamento de superfície (Bagnold, 1941). A altura e o padrão das ondulações dependem do tamanho do grão de areia (Shepard, 1963).

Visto que o comprimento dos saltos e o ângulo de impacto dos grãos de uma saltação dependem da velocidade do vento, e que a altura da ondulação depende do tamanho dos grãos, o gradiente da inclinação do sotavento da ondulação é igual ao ângulo de incidência de impacto (Ruhe, 1975).

Ondulações avançam atravessando as dunas por rastejamento, e o deslocamento é diretamente relacionado à velocidade do vento (Sharp, 1963).

Nas Dunas Kelso, no deserto de Mojave, na Califórnia, foram vistas ondulações estacionárias com ventos de 15,5 mph, medidos a 4 pés acima da superfície da duna, porém, a uma velocidade de 30 mph a ondulação avançou duas polegadas por minuto. Visto que a velocidade do vento a 3 mm acima do solo é quase constante, não importa a intensidade do vento, a velocidade crítica terá pequeno efeito na formação de ondulações - a responsável deve ser a velocidade limite que causa o impacto dos grão e a mobilização da areia (Ruhe, 1975).

#### 8.2.7 - Sedimentologia

O material sujeito ao transporte pelo vento, constitui-se de areias e farinha de rocha produzidas por ação mecânica, principalmente das ondas e correntes. Estas reúnem o material, acumulando-o nas praias para, depois de seco, ser removido pelo vento. Nas praias, esse material pode ser previamente classificado, apresentando uma granulação mais ou menos uniforme. O quartzo é o principal componente mineral das dunas (Medeiros, Schaller & Friedman, 1971).

As características texturais e mineralógicas, embora úteis, não podem ser consideradas diagnóstico de depósitos de duna. O tamanho médio dos grãos é pouco significativo. A seleção, que é boa, é um pouco melhor nas dunas que em vários ambientes similarmente selecionados, porém não é um fator confiável. A assimetria positiva, considerada um bom indicador, foi colocada em dúvida a partir de registros de assimetria negativa em dunas. O arredondamento dos grãos, embora nem sempre, é melhor nas dunas do que nas praias, porém somente é significativo se a comparação for feita entre ambientes correlacionados (Bigarella, 1972).

A quase totalidade dos grãos de areia das dunas possuem tamanhos da ordem de 0,1 a 1 mm, predominando as areias médias (0,25 a 0,5 mm). Os grãos são foscos, possuem boa seleção e bom arredondamento. A porosidade e permeabilidade destas areias são altas, tanto que o grau de infiltração na superfície da duna é alto e contínuo (Strahler & Strahler, 1973).

Segundo Popp (1987) nos depósitos eólicos (loes, dunas e serir), o tamanho dos grãos varia de silte a areia grossa, podendo ser encontrados, eventualmente, grãos entre 5 mm e 1 cm. O

referido autor menciona que o melhor arredondamento é o dos grãos de diâmetro entre 0,5 e 1,0 mm.

Na Planície dos Campos de Araçatuba ocorrem apenas depósitos de dunas, que são constituídos essencialmente de areias quartzosas, visualmente, finas e bem selecionadas.

#### 8.2.7.1 - Estruturas sedimentares

Um dos mais importantes critérios para o reconhecimento de depósitos eólicos, são as diferentes estruturas sedimentares desenvolvidas durante a deposição. Essas feições também são usadas na diferenciação de tipos de dunas e determinação da direção dos ventos.

Medidas de mergulho verdadeiro nos estratos cruzados permitem a determinação de padrões de paleoventos responsáveis pela deposição de dunas recentes e subrecentes. Além do mais, esses dados podem ser usados para a determinação de paleolatitudes e condições paleoclimáticas (Bigarella, 1972).

As estruturas sedimentares em afloramentos arenosos normalmente apresentam boa exposição. A maior parte dos estratos são compostos de laminações cruzadas de alto ângulo geralmente côncavas para cima. As laminações cruzadas são limitadas por superfícies planas ou inclinadas. As diversas superfícies planas podem ser paralelas ou convergentes com feições desenvolvidas por erosão ou não (Bigarella, 1972).

Muitos estratos com ângulo inferior a 10°, provavelmente foram depositados na porção inferior da duna. Os maiores ângulos de mergulho dos estratos estão na face superior. Próximo à base das dunas, os estratos tendem a tangenciar a superfície e a alcançar a horizontalidade (Bigarella, 1972).

Dunas em crescimento possuem duas séries de lâminas: frontais (*foresets*) e dorsais (*topsets*) que formam ângulo entre si. As lâminas dorsais dificilmente se preservam nas dunas migrantes cuja estrutura passa a ser constituída apenas pelas lâminas frontais (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972).

Medidas de dunas modernas mostram que os estratos próximos ao topo alcançam 29 a 33° de mergulho. Em dunas recentes, no Rio Grande do Sul, ocorrem estratos com mergulhos superiores a 46°; e na Praia de Leste (PR) foram registrados ângulos mergulhando de 39 a 42° (Bigarella, Becker e Duarte, 1969). Tais ocorrências são interpretadas como resultado da grande umidade contida nas areias. Os grãos úmidos se mantêm juntos sob a ação da tensão superficial e permitem altos ângulos de repouso (Bigarella, 1972).

Na maioria das paleodunas estes valores estão entre 20 e 29°, provavelmente, porque as superfícies preservadas não representam as porções mais altas das dunas, pois estas são erodidas antes da deposição dos estratos seguintes (Bigarella, 1972).

A classificação da laminação cruzada é baseada no tipo

de contato das lâminas com a superfície inferior e da forma de cada estrato que contém laminações (Mckee & Weir, 1953).

Na laminação cruzada planar o limite inferior do estrato é um plano horizontal. A laminação do tipo planar é subdividida em: (a) plano tabular horizontal, no qual os limites entre os estratos são paralelos por longas distâncias; e (b) planar cuneiforme, na qual os limites das superfícies que contêm laminações cruzadas não são paralelas mas convergentes. Na laminação cruzada acanalada a superfície inferior é encurvada. Onde as superfícies limites mais baixas não são erosivas, o termo aplicado é estratificação cruzada simples (Bigarella, 1972).

De acordo com Bigarella (1972) as estruturas de muitos tipos de dunas, têm sido extensivamente estudadas. Pesquisas com o objetivo de conhecer as estruturas de alguns tipos de dunas foram realizados por Mckee & Tibbitts (1964), Mckee (1966), Sharp (1966), Bigarella, Becker & Duarte (1969).

Citando estudos de Mckee (1966) no campo de White Sands, New Mexico, Bigarella (1972), apresenta como feições de estratificação cruzada comuns às dunas padrão domo, transversais, barcanas e parabólicas as seguintes:

a) laminações cruzadas em estratos de médio a grande porte mergulhando ( $30 - 34^\circ$ ) a sotavento;

b) seqüências com superfície de contato horizontal ou de baixo ângulo, desenvolvidas principalmente na parte de barlavento da duna;

c) seqüências com superfície de contato mergulhando a ângulos moderadamente altos ( $20 - 28^\circ$ ), geralmente desenvolvidas na parte de sotavento da duna, truncando lâminas frontais com ângulos mais altos ( $28 - 34^\circ$ );

d) laminações de estratos cruzados, que tornam-se progressivamente mais finos da base para o topo de uma duna e contêm lâminas que tendem a achatar-se para cima, especialmente na parte de barlavento da duna;

e) lâminas frontais mergulhantes, compostas de lâminas cruzadas progressivamente maiores a sotavento; e

f) acamamento local contorcido.

As estruturas distintas, de acordo com o tipo de dunas também foram verificadas no campo de White Sands, New Mexico, por Mckee (1966). Abaixo estão referidas as principais conclusões destes estudos, apresentadas por Bigarella (1972).

As dunas padrão domo são caracterizadas por lâminas frontais de ângulos baixos, mergulhando a sotavento e para ambas as margens. Lâminas frontais de altos ângulos ocorrem apenas no centro a barlavento da duna.

As dunas transversas, em cortes de ângulo reto à direção do vento, apresentam traços quase horizontais de estratificação. Esses estratos representam lâminas de face de escorregamento relativamente longas, mergulhando a sotavento.

Estratos de baixos ângulos ( $2^\circ - 5^\circ$ ), mergulhando na direção do vento, a barlavento das dunas, parecem ser também característicos de dunas transversas. Entretanto, estes podem tam-

bém ocorrer, sob algumas condições, em outras formas de dunas.

Estratos reversos de baixos ângulos, mergulhando a barlavento, foram depositados por ventos que não foram competentes para carregar toda carga de areia sobre a inclinação da duna, em função da altura desta.

As dunas barcanas são caracterizadas, em cortes normais à direção do vento, por estratos de ângulos moderados a altos em mergulho aparente; esses contrastam com os de ângulos baixos comuns ( $1^\circ - 6^\circ$ ) de mergulho aparente em dunas transversais, em situação similar.

As dunas parabólicas e de captação têm como sua feição mais distinta muitas lâminas frontais, que são convexas ao invés de côncavas para cima.

Nas dunas parabólicas, o barlavento é caracterizado por estratos com baixo mergulho, enquanto no sotavento poucas lâminas frontais têm mergulhos de altos ângulos.

Dunas de captação têm estratos que são convexas para cima, com a maior parte de mergulhos de altos ângulos.

Uma barcana que não está crescendo em altura apresentará depósitos de avalanche por todos os lados, exceto para uma fina camada a barlavento, sobre a qual a areia está sendo movimentada, e a crista da duna, acima do nível da borda da face de escorregamento. Se a duna cresceu em altura, a junção entre os depósitos de avalanche e a cobertura de depósitos de acreção inclinará na direção do avanço da duna. Esta direção é facilmente perceptível, a partir do ângulo de transgressão dos acamamentos planos (King, 1966).

#### 8.2.7.1.1 - Significado da estratificação cruzada

Segundo Bigarella (1972), a atitude da superfície de contato é usada como um possível critério para determinação de sua relativa posição dentro da duna.

Referindo-se às idéias de Mckee (1966), Bigarella (1972) apresenta as situações em que os ângulos de mergulho da superfície de contato e dos estratos cruzados, são feições indicativas:

a) superfícies moderada a fortemente mergulhantes, limitando laminações tabulares (planar ou simples) de estratos cruzados, representam depósitos de face de escorregamento formados geralmente por avalanches de areia, na parte mais baixa da duna;

b) superfícies horizontais ou de baixo ângulo, limitando estratos cruzados fortemente mergulhantes do tipo tabular-planar, são formadas principalmente no alto da duna. Elas podem ou não ser o equivalente no barlavento de uma unidade fortemente mergulhante (a, acima);

c) superfícies mergulhantes de baixo ângulo, limitando estratos cruzados de baixo ângulo do tipo tabular-planar, prova-

velmente indica deposição de areia geralmente de suspensão em vento muito forte. Este tipo de estrutura é comum em dunas padrão domo.

Estruturas registradas nas dunas da Praia de Leste (PR) demonstram feições tendo as características acima mencionadas e confirmam conclusões baseadas nas dunas de White Sands (Bigarella, 1972).

A estratificação cruzada acanalada (**trough**) é principalmente restrita às partes superiores de dunas e, aparentemente, é formada pelo desenvolvimento e subsequente preenchimento de bacias de deflação (**blowouts**). Nas dunas da Praia de Leste, esta é a feição mais comum, entretanto, não como resultado de preenchimento de bacias de deflação, mas possivelmente indicando flutuações nas direções do vento (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.2 - Estruturas de ante-dunas

A estrutura de uma ante-duna foi estudada em Barra do Sul (SC), por Bigarella & Popp (1966). Medidas de acamamentos cruzados tomadas em muitos pontos dentro do resto de ante-duna indicaram superposição de uma série de grupos de estratos convexos para cima. A atitude desses grupos, obtida das medidas dos acamamentos cruzados, diferia muito daqueles obtidos em uma duna de retenção um pouco mais interiorizada.

Em virtude da sucessão dos estratos convexos para cima, as direções de mergulho estão completamente distribuídas em volta do perímetro. Na Barra do Sul, a média de mergulho nas ante-dunas foi determinada como  $14,3^\circ$ , e o mergulho máximo foi de  $31^\circ$  (Bigarella & Popp, 1966).

Nas ante-dunas, estratos a barlavento com mergulhos menores que  $10^\circ$ , freqüentemente são preservados na seqüência estratigráfica, enquanto nas dunas normais tais estratos raramente remanesçam. A estratificação cruzada em ante-dunas consiste predominantemente de ângulos baixos a moderados, simples (não erosivos), tabular e formas onduladas. Em alguns lugares, estratos frontais íngremes estão presentes. Acamamento contorcido, embora presente, não é abundante como num cordão praiial-dunar (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.3 - Estruturas de áreas interdunares

As áreas entre as dunas costeiras do Brasil, mostram estratos plano-horizontais, bem como padrões de estratos cruzados truncados, como daquelas dunas ativas próximas. Essas estruturas são remanescentes de antigas dunas erodidas, que migraram através da área. O padrão de superposição mostra mudanças na orientação das faces de escorregamento curvadas, resultante de mudanças na direção do vento ou da superposição irregular dos estratos de lâminas dorsais curvadas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.4 - Estruturas de superfícies truncadas

Estruturas truncadas, causadas por avalanche a sotavento, aparecem sobre superfícies essencialmente horizontais, como repetitivos segmentos de curvas com largura de onda de 7 a 25 cm e amplitudes de 2 a 5 cm (Sharp, 1966). Cada truncamento "consiste de areia grosseira e homogênea sem estruturas discerníveis delineadas por uma delgada camada de grãos escuros finos" (Sharp, 1966). O material escuro é coletado ao longo da superfície de deslizamento da calha aberta em "U", formada no topo de uma avalanche de areia. A maior parte da estrutura é composta de material grosseiro, o qual possivelmente representa o preenchimento da calha pela areia levada pelo vento, que se acumulou na parte superior da face de escorregamento (Sharp, 1966). O desenvolvimento de cada nova avalanche repete o processo. Truncamentos não são freqüentemente encontrados porque eles se desenvolvem na parte mais alta da face de escorregamento e são, portanto, muito raramente preservados (Sharp, 1966). Essas estruturas podem ser exclusivas das dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.5 - Acamamento contorcido

Deformações penecontemporâneas causadas por avalanches de estratos de lâminas dorsais, é um fenômeno comum nas estruturas das dunas costeiras do sul do Brasil (Bigarella, Becker & Duarte, 1969) e ocorrem, em alguma extensão, na maior parte de outras dunas (Bigarella, 1972).

Camadas contorcidas ocorrem em diversas formas, principalmente irregular e com padrão de dobras assistemático, com ou sem pequenas falhas associadas. Elas se formam sob a ação da gravidade, ao longo do tempo, ou seguida de breve acumulação, e constituem uma das principais feições características de estratos na parte superior da face de escorregamento em algumas dunas (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.1.6 - Dunas costeiras com acamamento contorcido

Camadas deformadas ocorrem, entre camadas não deformadas, nas dunas costeiras na Praia de Leste (PR). A maior parte das contorções afetam mais que um grupo de estratos. As estruturas produzidas pela deformação parecem ser caóticas. Dobras e falhas são muito comuns. Alguns estratos interrompidos, formam brechas com um empilhamento de massa de areia inconsolidada, quebrada, rolada, e deslizada. Tais estruturas de deformação são numerosas ao redor das bordas de dunas já existentes, as quais têm evoluído para dunas de retenção. Um único grupo de estratos, que forma as lâminas dorsais no lado de barlavento, consiste de lâminas frontais no lado sotavento. A deformação é mais freqüente a sotavento, de onde as camadas curvam-se abruptamente para baixo. As contorções tendem a ser menos proeminentes nas partes mais baixas de sotavento (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

O arco formado por lâminas dorsais conectadas, estratos de lâminas frontais e estruturas deformacionais associadas, parecem ser características distintivas de dunas costeiras. Estes

provavelmente são preservados porque as dunas não podem migrar facilmente contra a linha de vegetação; as partes superiores de estratos de lâminas frontais, bem como estratos de lâminas dorsais correspondentes, comumente permanecem. Na maior parte de outros tipos de dunas, entretanto, as lâminas dorsais são removidas pela erosão, e a freqüência de estruturas deformadas parece decrescer, face de escorregamento abaixo. O alto ângulo de repouso (acima de  $42^\circ$ ), a sotavento das dunas, é a principal causa da grande instabilidade dos sedimentos ali acumulados. Estes são freqüentemente submetidos a escorregamentos, que causam a quebra das estruturas (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

Estruturas deformacionais podem ocorrer em outras partes das dunas mas são menos impressionantes que aquelas nos estratos da parte superior da face de escorregamento. Elas ocorrem em estratos com mergulho suave e podem ser diferentes na origem. Embora tenham alguma semelhança com a laminação convoluta, elas contêm muitas feições de estrutura de avalanches, incluindo falhas. Caracteristicamente, consistem de amarrotamento ou intrincado dobramento de estratos entre unidades não deformadas. A deformação parece ter sido produzida antes da cobertura das camadas ser depositada. O contato superior das camadas deformadas e normais é abrupto e reveste estratos não deformados, diretamente sobre camadas perturbadas, sem evidências de compressão do sedimento fofo contemporâneo (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

#### 8.2.7.1.7 - Descrição de estruturas deformacionais

Avalanches sobre a face de escorregamento de uma duna, ocorrem em uma série de movimentos descontínuos, com miniaturas de deslizamentos formando-se a sotavento, cada vez que o equilíbrio da inclinação mais íngreme é perturbado além de um valor crítico (McKee, 1945). Deslizamentos de areia resultam principalmente de sobrecarga nos sedimentos marginais de uma duna. Porém, podem também resultar de solapamento da base de sotavento, ou de um peso extra-acidental (tal como um animal movendo-se ao longo da crista da duna). Feições de desmoronamento, vistas em plano, demonstram que os limites da massa desmoronada são marcados por uma série de linhas, variáveis e irregulares (marcas de desmoronamento), grosseiramente paralelas à direção da inclinação (McKee, 1945).

Experimentos em marcas de desmoronamento em areia seca demonstram uma variedade de formas e detalhes (McKee, 1945). Formas compostas por linhas quase paralelas comumente se desenvolvem de uma série de avalanches superimpostas parcialmente. Quando a areia é umedecida por névoa ou orvalho, há uma crosta de espessura variável, conforme a penetração da umidade. Deslizamentos causam a quebra desta crosta em pedaços irregulares e retorcidos de areia e fragmentos de crosta. Resultados similares podem ser obtidos após a areia ter secado (McKee, 1945). Quando a duna está completamente molhada, uma série de miniaturas de degraus se desenvolvem por avalanches (Bigarella, 1972).

Películas de areia de estruturas deformacionais de dunas de retenção de Porto Novo (Bigarella, Becker & Duarte, 1969), foram tomadas em cortes verticais, paralelos e normais aos

ventos dominantes e de um plano horizontal. A complexidade do padrão de estruturas formado pelas avalanches de sotavento é aparente. As películas paralelas à direção média do vento demonstraram várias dobras e falhas. Em algumas seções, as dobras têm eixo plano quase vertical como em acamamentos convolutos; em outras, dobras recumbentes estão presentes. As películas de areia normais aos ventos dominantes mostraram, principalmente, camadas onduladas e "corte e preenchimento", tipos de estrutura que indicam margens de uma avalanche de areia. Essas películas representam um plano quase horizontal demonstrando complicado padrão de estruturas de face de escorregamento. Extensivos dobramentos estão presentes em muitas amostras e falhas são evidentes em outras (Bigarella, 1972).

#### **8.2.7.1.8 - Estruturas deformacionais de cordão praial-dunar**

Os sedimentos praial-superior e praial-dunar contêm estratificações muito irregulares associadas com depósitos bem acamadados. As irregularidades resultam, principalmente, de areias sopradas pelo vento, depositadas sobre uma superfície irregular. Camadas contorcidas são muito comuns nesses depósitos, porém, são de difícil compreensão (Bigarella, 1972).

#### **8.2.7.1.9 - Interpretação do acamamento contorcido**

Apesar da ausência de uma simetria, estruturas de desmoronamento podem ser usadas para determinar a direção do deslizamento. Uma orientação preferencial no eixo do dobramento e corrução, resultam de deslizamentos em rampa de ângulos grosseiramente retos (Jones, 1939; Murphy & Schlanger, 1962). Portanto, os ventos predominantes podem ser inferidos da atitude das estruturas da face de escorregamento (Bigarella, Becker & Duarte, 1969).

O superescarpamento do perfil é, provavelmente, a mais importante causa do acamamento contorcido. A deformação é comumente contemporânea e parece ser desenvolvida sob condições secas e úmidas. Na face de barlavento de uma duna tem areia rigorosamente adensada, enquanto na face de deslizamento a sotavento, a areia é fofa e instável, como uma areia movediça (Bagnold, 1954). Em tais depósitos de sotavento, uma redução do volume de 7% pode ser esperada acompanhando distúrbios de depósitos de face de deslizamento de dunas (Peacock, 1966).

As avalanches são uma das principais causas da deformação; alguns desmoronamentos claramente não se originaram sob condições de areia seca, mas foram produto da areia umedecida pela chuva. Uma crosta de espessura variável pode ser formada pela penetração de umidade. Subseqüentes deslizamentos levam esta crosta a quebrar, seguindo o movimento da areia, podendo resultar em dobramento ou falhamento de um grupo particular de estratos (Bigarella, 1972).

#### 8.2.7.2 - Mudanças pós-deposicionais na morfologia e textura de dunas

Após a deposição, as areias eólicas são submetidas a uma série de mudanças, que podem preservar ou destruir a morfologia, bem como modificar a estrutura e textura características das dunas.

Nas dunas costeiras do Brasil, nos últimos três períodos de grande desenvolvimento de duna, podem ser reconhecidos depósitos do Pleistoceno, pela posição estratigráfica e pelas diferenças na cor das areias. Entre as dunas estabilizadas, cobertas com grama, arbustos ou floresta, tanto no nordeste como no sul do Brasil, ocorrem diferentes colorações por estágio de oxidação. Isto, embora a estrutura interna possa não ser preservada por um longo tempo, e, tanto o tamanho de grão quanto a composição mineralógica sejam comumente modificados (Bigarella, 1972).

A estrutura interna é perdida, provavelmente, por causa da forte concentração de chuvas associadas com mudanças no clima. Mudanças texturais e mineralógicas são resultantes do intemperismo. A degradação química de minerais menos estáveis por soluções intra-estratais, possivelmente, está refletida no parâmetro tamanho de grão, como demonstrado para o Arenito Botucatu, do Brasil (Bigarella, 1972).

Dunas antigas geralmente são marrom-avermelhadas, enquanto as mais recentes são amarelo-amarronzadas. Três estágios de oxidação são reconhecidos nas dunas e barreiras de areia da costa do Golfo do México (Price, 1962). As mudanças de cor correspondem aproximadamente àquelas observadas no Brasil. A cor marrom-avermelhada das dunas Algodones, na Califórnia, é produzida por uma crosta de óxido de ferro sobre 25 a 60% dos grãos e parece ser uma medida da idade das dunas (Norris & Norris, 1961). Ocorrem diversas idades de dunas próximo a Grants, Novo México, nas quais as mais antigas são mais escuras (Bryan & McCann, 1943), e próximo a Santa Maria, sobre a costa do sul da Califórnia e na Ilha de San Nicolas, distante da costa do sul da Califórnia (Norris & Norris, 1961).

#### 8.2.8 - Padrão de vento deduzido da morfologia das dunas e estrutura interna

As dunas mostram a direção dos ventos que a construíram e podem permitir a interpretação do clima sob o qual a paisagem foi formada (Smith, 1949).

Os chifres das barcanas simétricas apontam para sotavento, e um eixo de simetria, bipartindo a crescente, aproxima-se do azimute do vento. O eixo da duna longitudinal e uma perpendicular à linha de crista da duna transversa são paralelos ao fluxo de ar. O nariz das dunas parabólicas apontam para sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

A forma das dunas dômicas e circulares não demonstra a direção do vento. Internamente, camadas mergulhando suavemente apontam para barlavento, e as camadas que mergulham ingrememente

apontam para sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Nas dunas fitogênicas, a declividade externa suave é a face de barlavento, e a face de escorregamento íngreme é o sotavento (Strahler & Strahler, 1973).

Nas dunas migrantes, as lâminas dorsais são destruídas e o material é depositado sob a forma de lâminas frontais. Em depósitos conservados, a orientação de lâminas frontais permite deduzir a orientação dos ventos que as produziram. No caso de ventos variáveis, variam também a direção das lâminas frontais (Mendes, Bigarella & Salamuni, 1972).

A morfologia e a estrutura interna das dunas, são também importantes para determinar se os ventos que a formaram representam ventos dominantes ou meramente ventos de tempestades, causados pela passagem de ciclones. A direção dos ventos interpretada das dunas, pode ou não corresponder aos mais persistentes ventos dominantes. Ventos de tempestade excepcional podem ser muito mais efetivos no transporte de areia do que ventos moderados de longa duração (Bigarella, 1972).

Sobre bases de predominância de grãos relativamente pequenos e uniformidade de tamanho de partículas, as dunas do centro europeu são consideradas por Poser (citado por Wright, Jr., 1961) como formadas por ventos relativamente constantes. A presença de lâminas de grãos grosseiros em alguns dos diferentes grupos de grãos finos indica que ventos fortes sopraram periodicamente e levaram areia grosseira para dentro do campo. Ele acredita, ainda, que dunas do nordeste da Alemanha e Polônia foram depositadas por ventos inconstantes associados, não à passagem de depressões ciclônicas, mas a um sistema de ventos ao redor de um anticiclone (Bigarella, 1972).

Atualmente, os ventos formadores de dunas na Europa têm a mesma direção média dos ventos dominantes, deduzida das dunas do pós-glacial, i.e., ventos sudoeste na Bélgica, oeste no leste da Alemanha, noroeste na Polônia e norte na Hungria (Poser, citado por Wright, Jr., 1961). Este padrão está de acordo com aquele do mapa climático, que mostra uma área de alta pressão sobre a Europa como uma extensão para leste, do alto Açores (Bigarella, 1972).

Com o fim de testar a validade das direções dos paleoventos, determinada com base na estrutura interna, uma extensa área das dunas costeiras da América do Sul, da foz do Rio Amazonas ao Estuário de La Plata, foi examinada. O vetor resultante, obtido de medições da estratificação cruzada, foi comparado com o atual diagrama da rosa dos ventos e com o padrão de ventos dominantes. Essas investigações foram baseadas na hipótese geral de que os estratos de sotavento são depositados pelos ventos dominantes, que são relacionados aos principais cinturões de ventos e a posição do pólo geográfico (Bigarella, 1972).

#### 8.2.8.1 - Cinturões de ventos

Os ventos alísios sopram para o equador, a partir de regiões de alta pressão, situadas em latitudes de cerca de 30°. Eles são defletidos pela força Coriolis, a qual atribui uma componente para oeste. O regime de vento resultante está presente sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, na África, norte do Sahara e no sul do Oceano Índico (Irving, 1964). Nas latitudes médias, os anticiclones que geram os alísios caracterizam-se pelos ventos de oeste. A latitude que marca o limite médio entre esses ventos de oeste e os ventos alísios é chamada "latitude wheel-round" (Bigarella, 1972).

No Sahara e outros desertos de ventos alísios do mundo, a latitude crítica "wheel round" é marcada por uma distinta mudança de direção no alinhamento e no movimento das dunas. No hemisfério setentrional, ao norte desta latitude crítica, as dunas orientam-se de noroeste para sudeste. Nas proximidades da latitude crítica, as dunas tornam-se alinhadas a norte-sul. Para latitudes mais baixas, as mesmas, posicionam-se a nordeste-sudoeste (Opdyke, 1958). No hemisfério sul, a "wheel-round" é estabelecida em uma direção oposta, i.e., sudoeste-nordeste, sul-norte, e sudeste-noroeste ao se aproximar do equador (Bigarella, 1972).

No atual campo de dunas do norte da África, a latitude "wheel-round" é cerca de 25° N, enquanto no campo de dunas do Pleistoceno, esta latitude foi localizada ao sul a cerca de 15° N (Fairbridge, 1964). Isto indica uma mudança climática de mais de 1.000 Km. O limite sul atual de areias livres é no deserto da Líbia, e está por volta de 15° N, enquanto durante o período Pleistoceno (glacial) era cerca de 5° N na bacia hidrográfica do Nilo-Congo. Uma situação comparável ocorre no sul da África, referente às dunas do Pleistoceno Kalahari e Recente em relação ao equador (Fairbridge, 1964).

#### 8.2.8.2 - Paleoventos

Embora a estrutura interna de uma duna difira de acordo com seu tipo, na grande maioria delas, podem ser obtidas determinações válidas das direções de paleoventos. Arenitos eólicos têm recebido recentemente considerável atenção na conexão com estudos de padrões de ventos antigos. Um número de formações consideradas como originadas de antigas dunas são espessas e amplamente difundidas (Bigarella, 1972). Estas têm sido analisadas na determinação da direção de paleoventos, nas interpretações paleogeográficas e paleoclimáticas, e na verificação da tendência direcional, baseada em determinações paleomagnéticas (Opdyke & Runcorn, 1960; Creer, 1958; Poole, 1962; Bigarella & Salamuni, 1961).

Bigarella (1972) refere que na interpretação das direções dos mergulhos da estratificação cruzada eólica, a hipótese levantada é a de que a circulação geral planetária da atmosfera da Terra no passado consistiu de: (1) zonas de ventos alísios de baixa latitude; (2) zonas de ventos alísios de média latitude; e (3) zonas de calma polar. Este padrão de vento foi aplicado aos Hemisférios norte e sul e deve ter sido simétrico ao redor do eixo de rotação. A extensão na latitude do cinturão de ventos

alísios deve ter sido diferente no passado por causa de: (1) diferentes gradientes de temperatura entre o equador e regiões polares, e (2) mudanças na velocidade angular da Terra durante o período geológico. Mudanças locais ou regionais neste padrão de circulação idealizado, portanto, devem ter sido produzidas pelo relevo de continentes e por mudanças diárias e sazonais (Bigarella & Salamuni, 1961).

Dependendo da topografia, os ventos alísios atuais sopram mais ou menos constantemente entre latitudes de cerca de 20° N e 20° S, exceto no cinturão das Monções da Índia. Os ventos alísios são muito constantes sobre os oceanos, porém de menor consistência e uniformidade sobre os continentes (Opdyke & Runcorn, 1960).

Desertos modernos, de baixa latitude, demonstram variações sazonais no padrão de ventos alísios, em virtude das alterações na distribuição da temperatura e da pressão atmosférica dos continentes e oceanos. Áreas de paleodesertos devem ter sido sujeitas a esses mesmos desvios do padrão geral dos ventos alísios. Em certos aspectos, o paleodeserto Botucatu, Brasil, os desertos do Paleozóico inferior e do Mesozóico superior do Planalto do Colorado, USA, e o deserto Permiano da Inglaterra são similares aos desertos de ventos alísios modernos, do qual o Sahara é um exemplo. Direções de paleoventos determinadas para os arenitos eólicos do Permo-Pensilvaniano atravessam mais que 1.000 milhas no oeste dos Estados Unidos, e aqueles do paleodeserto do Botucatu do Brasil, mais que 2.500 km de extensão. Essas direções são muito constantes sobre extensas áreas e as poucas variações menores, provavelmente resultam de feições geográficas locais (Bigarella, 1972). Um padrão de paleoventos tão constante sobre extensas áreas "é mais facilmente explicado como resultado de causas planetárias" (Opdyke & Runcorn, 1960).

#### 8.2.8.3 - Análise da orientação de dunas e estratificação cruzada no sul do Brasil

Medições de estratificação cruzada feitas nas dunas costeiras da Ilha de Santa Catarina, sobre o plano costeiro sul do Estado de Santa Catarina, e ao longo da costa do Rio Grande do Sul, indica a dominância, nessas áreas, de ventos de nordeste a leste ("return" trade-winds). Em SC, os meses mais secos estão entre junho a agosto, enquanto no Rio Grande do Sul estão entre novembro e maio (Bigarella, 1972).

Na Ilha de SC, foram medidas as atitudes de estratos cruzados de quatro localidades (Praia dos Ingleses, Praia do Santinho, Lagoa e Praia do Pântano do Sul). Os resultados não estão de acordo com o padrão geral de circulação. Nas primeiras duas localidades, o movimento principal da areia é para NNW porque o campo de duna está protegido dos ventos dominantes pelo relevo local. Nas Praias dos Ingleses e Santinho, ventos do sul fortes e ocasionais são responsáveis pelo movimento e estruturas de dunas (relação de consistência: 0,72 e 0,83) (Bigarella, 1972).

Na Lagoa da Conceição e Praia do Pântano do Sul, os campos de dunas são também fortemente afetados pelo relevo local.

Na Lagoa o vetor resultante indica ventos soprando de leste-nordeste (quadrante dos ventos dominantes), mas a relação de consistência é muito baixa (0,12) e a rosa-diagrama demonstra todos os mergulhos ao redor do quadrante. Contudo, a morfologia da duna indica que os ventos predominantes de nordeste são defletidos pela topografia, mudando para ventos de norte. Esta situação favorece o desenvolvimento de um ambiente de dunas reversas (Bigarella, 1972).

Na Praia do Pântano do Sul, as medidas de estratificação cruzada demonstram uma relação de consistência muito baixa (0,12). O vetor resultante não está de acordo com o padrão de vento. Aqui, também, a morfologia de duna indica a ação de ventos do sul fortes e ocasionais (Bigarella, 1972).

A influência da topografia é claramente indicada nas estratificações cruzadas medidas na localidade de Torres (sul), protegida dos ventos dominantes pelos morros. O vetor resultante indica ventos do sul fortes e ocasionais. Em Torres (norte) e Passo de Torres, quase ao norte e próximo a localidade de Torres (sul), contudo, o relevo não protege o campo de dunas dos ventos dominantes e nessas localidades o vetor resultante coincide com a direção destes (Bigarella, 1972).

As localidades da Ilha de SC e de Torres (sul) documentam a influência do relevo local sobre o padrão de estratificação cruzada. Vinte e três outras localidades ao longo da costa sul de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, confirmam a validade dos princípios de medidas de estratificação cruzada usados para a determinação da direção dos ventos dominantes. Rosas-diagramas demonstram a não influência de ventos do sul, fortes e ocasionais, para estruturas de dunas em campos protegidos dos ventos dominantes pela topografia. Esses dados fornecem excelente evidência da importância de ventos dominantes em acumulações de areia e efêmera natureza de ventos fortes de curto período (Bigarella, 1972).

Na Praia da Pinheira, na Planície do Campo de Araçatuba, Bigarella (1972) realizou 70 medidas de estratificação cruzada. A resultante das medições indicou uma direção média de mergulho ( $S 52^{\circ} W$ ) dos ventos (procedentes de NE) responsáveis pelo transporte das areias e pela orientação das dunas parabólicas. O vetor resultante ( $S 52^{\circ} W$ ) está de acordo com o padrão de vento (NE), sendo a relação de consistência (0,59) boa. O mergulho máximo dos estratos é de  $33^{\circ}$  e o médio é de  $18,7^{\circ}$ .

### 8.3 - Fluvial

"As correntes fluviais, representam possivelmente um dos mais importantes agentes geológicos, que desempenham papel de grande relevância não só na escultura do modelado da superfície terrestre, como também no condicionamento ambiental da própria vida do Homem".

(Suguio e Bigarella)

#### Preâmbulo

A caracterização dos processos e ambientes de sedimentação fluvial foi baseada no livro "Ambiente Fluvial" de Suguio & Bigarella (1979), um dos mais completos trabalhos feito no Brasil, sobre o assunto em questão. Buscou-se no tratamento deste assunto, subsídio para o reconhecimento do ambiente fluvial da área estudada.

#### 8.3.1 - Hidrologia

##### 8.3.1.1 - O rio

O rio constitui um corpo de água corrente confinada num canal. Os rios, como canais de escoamento, são parte integrante do ciclo hidrológico, sendo alimentados pelas águas superficiais e subterrâneas. O escoamento fluvial compreende a quantidade total de água que alcança os cursos de águas, incluindo o escoamento pluvial, que é imediato, e a parcela de águas precipitadas que só posteriormente, e de modo lento, vai se juntar a eles através da infiltração. Dessa maneira, da precipitação total, só a quantidade de água movimentada pela evapotranspiração é que não chega a participar do escoamento fluvial.

Considerando o fornecimento de água os rios podem ser **efêmeros, intermitentes** ou **perenes**.

Rios efêmeros são aqueles que não são alimentados pelo lençol subterrâneo e que contém água somente durante e após as chuvas, permanecendo secos a maior parte do ano.

Rios intermitentes contém água em certa época do ano e apresentam-se secos noutras. Estes recebem água do lençol freático, quando o mesmo encontra-se suficientemente alto.

Rios perenes sempre apresentam água no seu canal, sendo alimentados por um fluxo mais ou menos estável do lençol subterrâneo.

### 8.3.2.2 - Classificação genética dos rios

Davis (1954), considerando a disposição dos cursos d'água em relação à atitude das camadas geológicas (fig. 8.5), propôs uma classificação, usando os seguintes termos: antecedentes, superimpostos, consequentes, subseqüentes, obseqüentes, resseqüentes e inseqüentes. As bases para tal classificação foram introduzidas por Powel (1875).

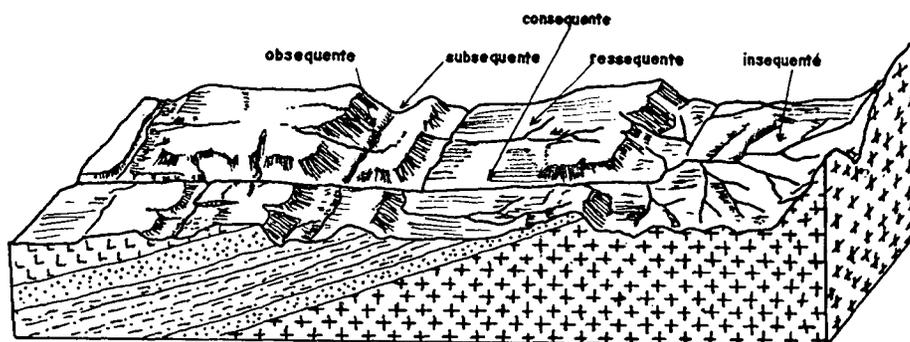


Fig. 8.5 - Classificação genética dos rios, conforme sua relação com as estruturas geológicas (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

Os rios antecedentes ou superimpostos são aqueles que cortam o terreno penetrando nas estruturas dobradas ou nas áreas cristalinas. O que difere os dois tipos é a ocasião em que se verificou o aprofundamento do curso. O **rio antecedente** é aquele que contrabalanceou os efeitos dos levantamentos tectônicos, entalhando seu curso concomitantemente àquele episódio. O **rio superimposto** por sua vez, produziu a incisão após o dobramento regional (Suguio & Bigarella, 1979).

Todo sistema de drenagem estabelecido sobre camadas sedimentares de velhas superfícies de erosão, que cortam as estruturas antigas, segue obrigatoriamente a declividade geral do terreno. Com o aprofundamento dos cursos, as rochas do embasamento também são cortadas. A partir daí, os rios já possuem cursos definidos, independentes da natureza e estrutura das rochas subjacentes. Com o tempo, a cobertura sedimentar poderá ser removida completamente ficando os vales profundamente embutidos no embasamento antigo (Suguio & Bigarella, 1979).

Os **rios consequentes** são aqueles cujo curso foi determinado pela declividade do terreno, geralmente coincidindo grosso modo com a direção da inclinação principal das camadas. São rios de cursos retilíneos e paralelos fluindo em direção às baixadas.

Os **rios subseqüentes** são rios cuja direção do fluxo é controlada pela estrutura rochosa, seguindo zonas de fraqueza, tais como falhas, diaclasamento, rochas menos resistentes, etc. Nas áreas sedimentares, correm perpendiculares ao mergulho das camadas.

Os **rios obseqüentes** correm em sentido inverso ao mergulho das camadas geológicas, ou seja, em sentido oposto aos daqueles consequentes. Geralmente descem de escarpas para encontrar,

no final, rios subseqüentes.

Os rios resseqüentes fluem no mesmo sentido dos rios conseqüentes. Nascem em nível topográfico mais baixo, possuem curso menor e desaguam num rio subseqüente tributário do rio conseqüente principal.

Os rios inseqüentes não apresentam qualquer controle geológico visível na disposição espacial da drenagem, desenvolvendo-se sobre rochas homogêneas, representadas tanto por sedimentos horizontais como por rochas ígneas.

A classificação genética tem sido substituída por outra que considera o controle estrutural na evolução dos rios. Os principais tipos são os homoclinais e os anticlinais (Christofolletti, 1981).

Os homoclinais que acompanham, no flanco da dobra ou nas estruturas monoclinais, as camadas de rochas frágeis. Geralmente correspondem aos subseqüente da classificação genética.

Os anticlinais seguem os eixos dos anticlinais entalhados, enquanto os sinclinais coincidem com os eixos dos sinclinais. Os de falha acompanham as depressões estabelecidas como conseqüência direta do falhamento, porém os de linha de falha resultam da erosão que seguem aquelas. Cursos ou trechos deles podem estar controlados pelo sistema de diáclases representando os de diáclases.

### 8.3.2.3 - Classificação geométrica dos padrões de drenagem

Considerando-se apenas o critério geométrico da disposição espacial dos rios e seus afluentes, independentemente da origem, tem-se como padrões de drenagem fundamentais os seguintes: dendrítico ou arborescente, em treliça, retangular, paralelo, radial, anelar e irregular.

A drenagem dendrítica ou arborescente apresenta configuração semelhante à de uma árvore, representando o curso principal o tronco, e os tributários os ramos. Os rios são inseqüentes. Tal padrão desenvolve-se tipicamente sobre rochas de resistência uniforme ou naquelas estratificadas horizontais (fig. 8.6).

O padrão retangular dendrítico, ou seja, presença de confluências em ângulos retos, constitui uma anomalia

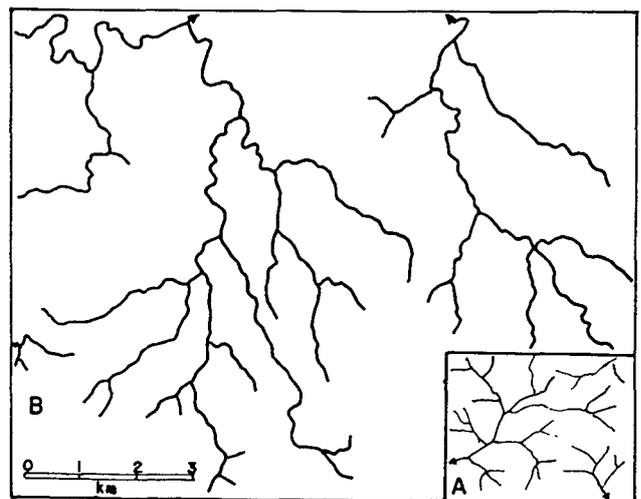


Fig. 8.6 - A - Padrão de drenagem dendrítica. B - Drenagem dendrítica na região de Campo Largo, PR. (Surgio & Bigarella, 1979).

atribuível aos fenômenos tectônicos. Este estabelece-se sobre rochas de comportamento homogêneo, cortadas por fraturas relativamente espaçadas (fig. 8.7).

A **drenagem pinada** (Ricci & Petri, 1965) constitui uma modificação da dendrítica propriamente dita (fig. 8.8). Apesar do conjunto apresentar forma dendrítica, os rios não são inseqüentes. Os rios principais são conseqüentes e controlados pelo declive regional.

A **drenagem em treliça** é composta por rios principais conseqüentes que correm paralelamente e recebem rios subseqüentes, que fluem transversalmente aos primeiros. Os afluentes dos rios subseqüentes são obseqüentes e resseqüentes. O controle estrutural sobre esse padrão é bastante acentuado devido à desigual resistência das camadas inclinadas, aflorando em faixas estreitas e paralelas. Esse padrão é encontrado em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas falhadas e nas cristas de anticlinais (fig. 8.9).

A conformação da **drenagem retangular** representa uma variedade da drenagem em treliça. Este padrão é caracterizado pelo aspecto ortogonal em virtude das bruscas mudanças em ângulo reto nos cursos fluviais, conseqüência da influência exercida por falhas ou pelo sistema de diaclasamento (fig. 8.10).

Na **drenagem paralela** os cursos fluem quase paralelamente uns aos outros, em extensão considerável do terreno. Recebem também a denominação de padrão em "rabo de cavalo", devido à sua disposição. Encontra-se em áreas onde há presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existem controles estruturais (fig. 8.11).

A **drenagem radial** apresenta a configuração de uma roda, cujas correntes fluviais representam os raios em relação a um ponto central. No tipo **centrífuga** (fig. 8.12) os rios divergem a partir de um centro mais elevado, o que

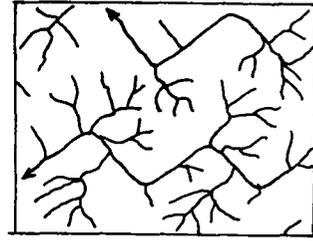


Fig. 8.7 - Padrão retangular dendrítico.

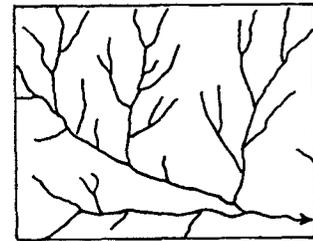


Fig. 8.8 - Padrão de drenagem pinada.

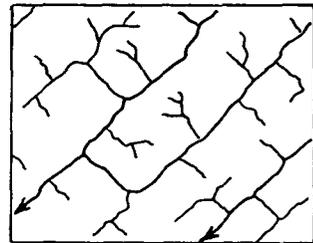


Fig. 8.9 - Padrão de drenagem em treliça.

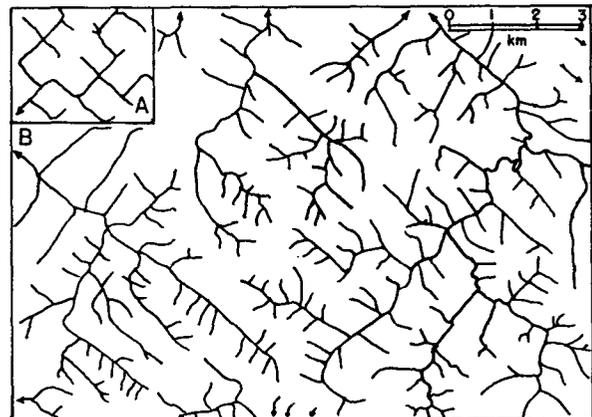


Fig. 8.10 - A - Padrão de drenagem retangular caracterizado por muitos cotovelos em ângulo reto. B - Área com drenagem retangular em Rio Branco do Sul, PR (Suglio & Bigarella, 1979).

ocorre em áreas de domos, cones vulcânicos, morros isolados, etc. No tipo **centrípeto** os rios convergem para um ponto central, mais baixo. Este tipo de drenagem ocorre nas crateras vulcânicas, depressões topográficas, etc. (fig. 8.13).

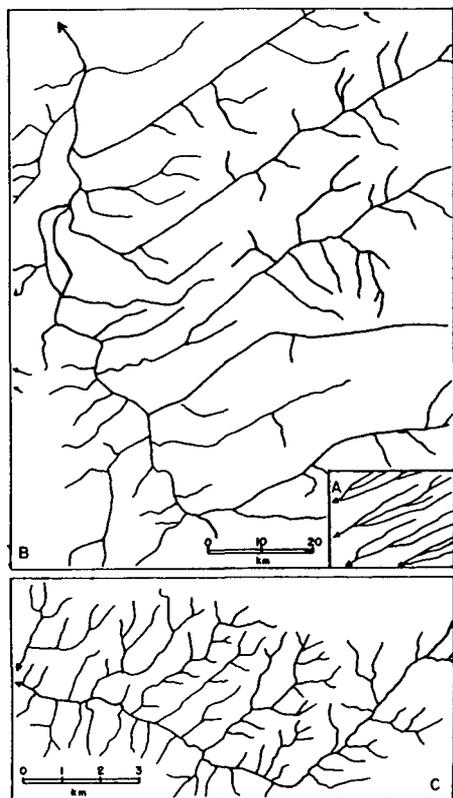


Fig. 8.11 - A - Padrão de drenagem paralela; B - Drenagem paralela a semi-paralela, Rio São Francisco, MG; C - Drenagem paralela a sub-paralela, Rio Mato Preto, Minas, PR (Suguió & Bigarella, 1979).

O padrão de drenagem **anelar** assemelha-se a anéis concêntricos. Esse tipo de drenagem é típico de áreas dômicas profundamente entalhadas em estruturas formadas por camadas moles e duras (fig. 8.14).

A drenagem **irregular** é encontrada em áreas de levantamento ou sedimentação recente, nas quais a drenagem ainda não conseguiu se organizar.

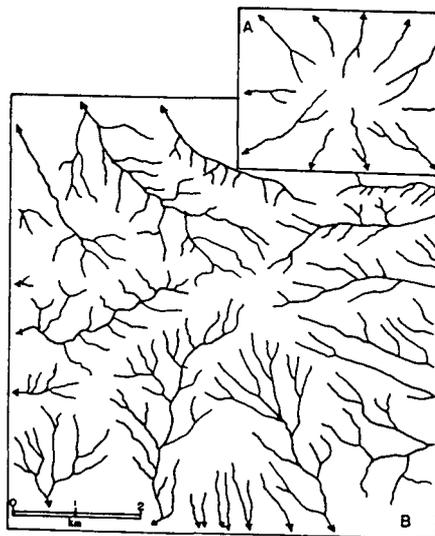


Fig. 8.12 - A - Padrão radial centrífugo; B - Padrão radial encontrado na Folha Rio Pardiniho, PR, próximo à divisa com o Estado de São Paulo (Suguió & Bigarella, 1979).

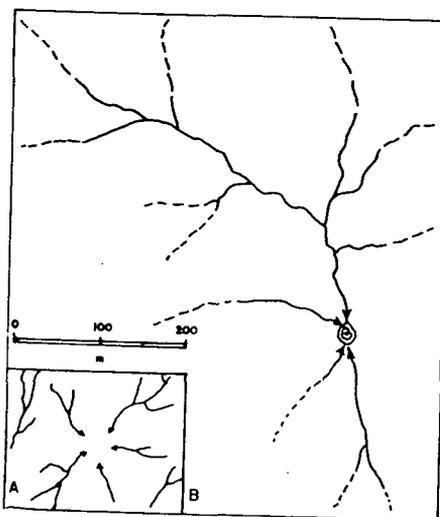


Fig. 8.13 - A - Padrão radial centrípeto; B - Drenagem radial centrípeta, numa grande colina das imediações de Rio Branco do Sul, em Tacanica, PR (Suguió & Bigarella, 1979).

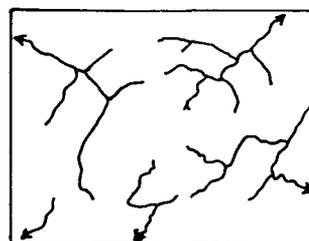


Fig. 8.14 - Padrão de drenagem anelar (Suguió & Bigarella, 1979).

#### 8.3.2.4 - Classificação segundo o padrão de escoamento

Utilizando-se este critério podem ser reconhecidos os seguintes tipos de bacias de drenagem: exorreica, endorreica, arreica e criptorreica.

Nas bacias **exorreicas** o escoamento se faz em direção ao mar. Nas **endorreicas** o escoamento é interno, fluindo as águas para uma depressão (playa ou lago) ou então dissipando-se nas areias do deserto.

Nas bacias de drenagem **arreicas** não há nenhuma estruturação em bacias hidrográficas, como nas áreas desérticas onde a precipitação é insignificante. As criptorreicas são bacias subterrâneas que ocorrem nas áreas cárnicas. As águas destas bacias podem surgir em fontes ou reintegrar-se a drenagem superficial.

#### 8.3.2.5 - Leis da organização de uma rede de drenagem

Horton (1945) procurou estabelecer as leis do desenvolvimento dos rios e de suas bacias. Seus estudos contribuíram no sentido de uma abordagem quantitativa das bacias de drenagem. Essa forma de abordagem foi ampliada através de estudos de Strahler e seus colaboradores da Universidade de Colúmbia.

Os índices e parâmetros sugeridos para o estudo analítico foram desenvolvidos em quatro itens: hierarquia fluvial, análise areal, análise linear e análise hipsométrica. Para maiores detalhes vide: Christolletti, 1980:106-127.

#### 8.3.2.6 - Padrões de canais

A geometria de um sistema fluvial é decorrente de um estado de quase equilíbrio entre vários fatores inter-relacionados. Alguns desses fatores atuam independentemente dentro do canal, outros são dependentes.

Entre os fatores independentes estão a descarga, carga sedimentar e diâmetro dos sedimentos transportados que são controlados pela litologia e estrutura do substrato, relevo e clima (Bigarella & Mousinho, 1965b).

O declive do canal é um fator dependente, comumente ajustado aos processos atuantes dentro do mesmo. São também fatores básicos dependentes a largura e a profundidade do canal, velocidade do fluxo e rugosidade do leito.

A inter-relação dos vários fatores referidos estabelece a **geometria hidráulica do canal**.

Os rios podem apresentar várias formas, adquiridas pelo ajustamento do canal à seção transversal. Estas são, aparentemente, controladas pela carga sedimentar transportada e pelas suas características. A configuração de um canal, em planta, é geralmente descrita como: **retilínea, anastomosada ou meandrante** (figs.

8.15, 8.16, 8.17) (Leopold & Wolman, 1957; Allen, 1965).

Na paisagem, todas as três formas podem ocorrer associadas em uma bacia de drenagem. Podem ocorrer ainda, variações temporais na evolução de um sistema fluvial. De acordo com Russel (1954) um canal pode ser meandrante durante os estágios de cheias e anastomosados em períodos de seca.

De acordo com estudos realizados por Leopold & Wolman (1957) o fator básico na determinação do canal é a relação entre declive e vazão. Essa relação é definida pela expressão:

$$S = 0,06 \times Q$$

a qual indica que para um certo declive (S) existe determinada descarga (Q), além da qual o canal em forma de meandro pode mudar para anastomosado.

Estudos realizados por Bigarella, Mousinho & Silva (1965a) e Bigarella & Mousinho (1965b), demonstram que durante o Quaternário as redes fluviais brasileiras sofreram profundas mudanças cíclicas em seus padrões de drenagem. Em consequência, nas bacias hidrográficas alternaram-se periodicamente padrões de drenagem representados, respectivamente, por canais anastomosados e meandrantés.

Os canais retilíneos são menos freqüentes que os demais padrões. Sua sinuosidade é insignificante em relação à sua largura. Contudo, seu talvegue é geralmente sinuoso em virtude do desenvolvimento de barras laterais dispostas alternadamente em cada margem.

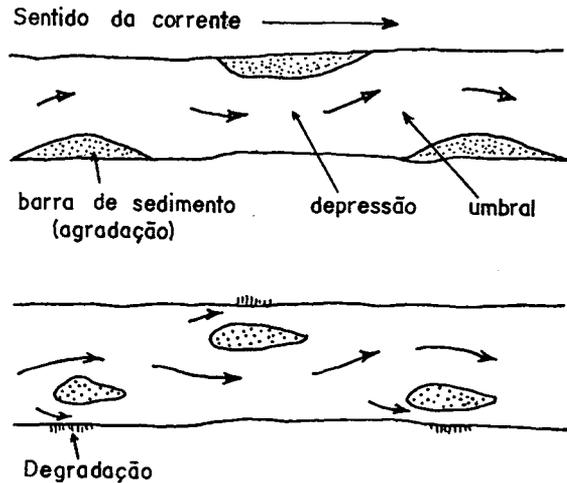


Fig. 8.15 - Padrão de canal retilíneo, assinalando a posição das barras e os locais de agradação e degradação (Sugio & Bigarella, 1979).

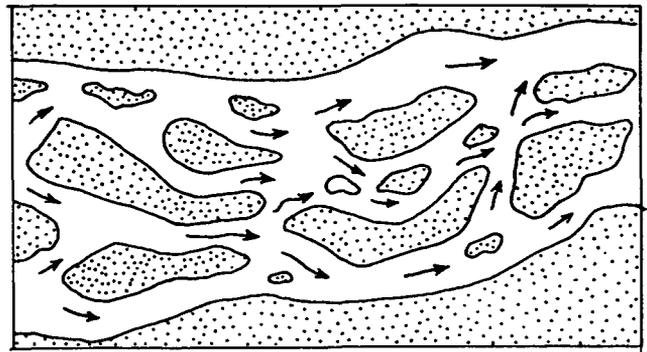


Fig. 8.16 - Representação esquemática de um canal anastomosado, com barras e ilhas (Sugio & Bigarella, 1979).

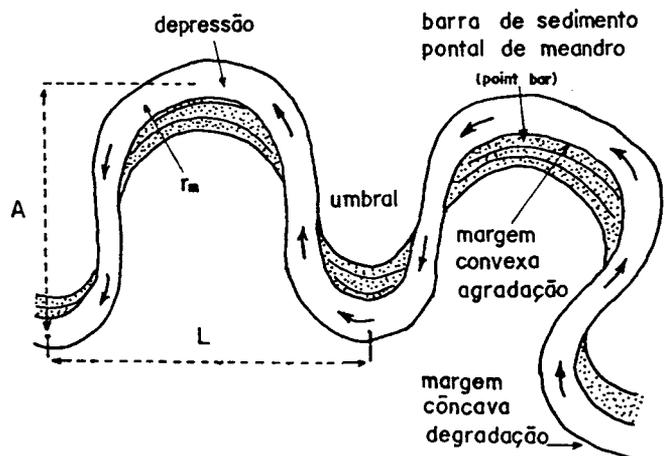


Fig. 8.17 - Padrão de canal meandrante. L = comprimento do meandro; A = Amplitude;  $r_m$  = raio médio da curvatura do meandro (Sugio & Bigarella, 1979).

O fluxo e o modelo deposicional dos canais retilíneos caracterizam-se por baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga suspensa e declividade acentuadamente baixa. Ao longo das margens mais profundas ocorre a erosão, enquanto nas barras, a deposição dos sedimentos. Tal padrão é bem desenvolvido em planícies deltaicas de deltas construtivos.

Os rios de **canais anastomosados** caracterizam-se pela ramificação de seus canais que se reencontram adiante, separando ilhas assimétricas de barras arenosas. Durante os períodos de seca estas barras de sedimentos são responsáveis pela múltipla divisão do canal fluvial. Nos períodos de enchentes, as mesmas podem ficar submersas.

As barras arenosas, após formadas, podem ser estabilizadas pela deposição de sedimentos mais finos, após um período de enchentes. A cobertura vegetal, em etapa posterior, dificulta a erosão, favorecendo a deposição de mais sedimentos finos (Suguo & Bigarella, 1979).

Os rios anastomosados apresentam canais largos, rápido transporte de sedimentos e contínuas migrações laterais. Os deslocamentos laterais dos canais estão relacionados às flutuações na vazão líquida (descarga) dos rios. De acordo com Doeglas (1962) as condições climáticas, a natureza do substrato, a cobertura vegetal e o gradiente são os fatores que, coexistindo ou não, podem determinar as variações do fluxo fluvial, favorecendo, conseqüentemente, o estabelecimento do padrão anastomosado.

São favoráveis à formação de canais anastomosados os climas áridos e semi-áridos com precipitações violentas e longos períodos de estiagem, bem como os climas frios com pesadas nevas e degelo rápido.

Solos impermeáveis que dificultam a infiltração e o suprimento de água no subsolo, favorecem o estabelecimento de canais anastomosados por propiciarem um escoamento rápido na superfície.

Uma cobertura vegetal pouco desenvolvida também favorece um forte escoamento superficial com denudação rápida do terreno e fornecimento de considerável carga detrítica para os sistemas fluviais.

O gradiente torna-se significativo para o estabelecimento de canais anastomosados quando a declividade é muito forte. Isso ocorre em zonas de piemontes ou em regiões próximas a escarpas de falhas.

São também características dos rios anastomosados o grande volume de carga de fundo e gradiente relativamente alto. Estes cursos desenvolvem-se, geralmente, associados a leques aluviais, leques deltaicos, ambientes semi-áridos e planícies de lavagem de depósitos glaciais. As seções transversais dos vales anastomosados mostram canais rasos e grosseiramente simétricos, ao passo que o perfil longitudinal ao longo do canal principal apresenta cavidades relativamente profundas e protuberâncias irregulares (Suguo & Bigarella, 1979).

Os **canais meandrant**es são aqueles que se apresentam sinuosos. A denominação foi dada a partir do rio Meandro na Asia Menor, que possui esta forma. No ponto de máxima inflexão, seções transversais mostram um canal assimétrico, bastante profundo e abrupto na margem côncava, ascendendo suavemente na margem convexa. Em trechos retilíneos entre dois meandros contíguos, os canais são aproximadamente simétricos.

O padrão meandrante é encontrado em rios com gradiente moderadamente baixo. Nestes rios a carga de suspensão é mais ou menos equivalente à de fundo: Os rios meandrantes possuem um único canal, com fluxo contínuo e regular, que transborda no período de chuvas.

Os rios meandrantes são geralmente encontrados nas regiões úmidas com cobertura vegetal e topografia suavizada. A cobertura vegetal protege as cabeceiras e margens do canal contra a erosão. Desta forma as proporções de descarga sazonal são estáveis e a carga de sedimentos é relativamente baixa.

O mecanismo que proporciona o estabelecimento dos canais meandrantes é ainda pouco conhecido. O fator considerado dominante no processo de sedimentação de um meandro é a circulação helicoidal (em redemoinho).

Os materiais transportados pelos rios meandrantes são os de granulação mais fina e os mais bem selecionados, pois a competência e capacidade de transporte destes é mais baixa e uniforme do que os canais anastomosados.

Como fatores de definição do padrão de canal, são também importantes a duração dos picos de descarga, geometria do canal e desenvolvimento de diques naturais.

### 8.3.3 - Dinâmica da água corrente

#### 8.3.3.1 - Conceitos básicos

O trabalho total de um rio é medido pela quantidade de material que ele é capaz de erodir, transportar e depositar, estando relacionado à turbulência e à velocidade das águas.

O fluxo das águas transforma a energia potencial em cinética, sendo esta última quase totalmente dissipada em calor e fricção. Cerca de 95% da energia de um rio é consumida em calor, enquanto o restante, menos aquela gasta na fricção, é empregada em trabalho (Christofolletti, 1980).

No curso superior, parte da energia potencial transforma-se em cinética. Esta modela o curso e vence a resistência ao movimento (fricção). Ao longo do curso, a velocidade do fluxo sofre modificações em função de obstáculos diversos que causam maior ou menor fricção. No curso inferior estável a energia potencial é utilizada na conservação do movimento, sendo quase totalmente consumida para vencer as forças resistentes ao fluxo (Suguoio & Bigarella, 1979).

A energia para o trabalho fluvial aumenta quando a fricção é diminuída, seja pela suavização, ou retilinização do curso ou pela redução do perímetro molhado.

A energia potencial é obtida multiplicando-se o peso da água pela diferença altimétrica entre dois pontos no trecho considerado. A energia cinética é igual à metade da massa da água multiplicada pelo quadrado da velocidade do seu movimento. As fórmulas que expressam essas relações são as seguintes:

$$E_p = P \cdot h ;$$

$$E_c = \frac{m \cdot V^2}{2} ;$$

$$E_t = E_p + E_c$$

onde  $E_p$  = energia potencial;  $E_c$  = energia cinética;  $E_t$  = energia total;  $P$  = peso da água;  $h$  = diferença altimétrica entre dois pontos;  $m$  = massa da água e  $V$  = velocidade.

Em um rio a velocidade das águas depende da declividade, do volume das águas, da forma da seção, do coeficiente de rugosidade e da viscosidade da água. Para a quantificação da velocidade é normalmente utilizada a fórmula de Chèzy, que define a velocidade em função do raio hidráulico e da declividade:

$$V = C \cdot R_h \cdot S$$

onde:  $V$  = velocidade média;  $R_h$  = raio hidráulico e  $S$  = declividade.

O  $C$  é uma constante empírica que depende da gravidade e de outros fatores contribuintes para a força de fricção. Esta última, por sua vez, depende da rugosidade e retilinidade do canal, bem como da forma e tamanho do perfil transversal (Christofletti, 1980).

Suguio & Bigarella (1979) sugerem modificações para a equação de Chèzy em virtude do cálculo de  $C$ .

Ao superar a fricção interna, uma corrente dispõe de excesso de energia, tanto para vencer a fricção externa contra os lados do leito como para transportar o material sólido que recebe.

Quando o material sólido em movimento entra em contato direto com o substrato rochoso, as partículas sólidas desgastam-se entre si, exercendo também ação corrasiva no leito. Caso a energia disponível para o transporte da carga sólida seja suficiente, o leito do rio mantém-se em condições estáveis. Se houver um excesso de energia, os lados e o fundo do canal serão erodidos, aumentando a carga para a jusante. Se a energia não for suficiente para transportar toda carga, parte dela é depositada, diminuindo assim o total a ser transportado.

A erosão, transporte e deposição são processos interdependentes dentro de relações constantemente mutáveis do fluxo e da carga existente. A alternância entre eles ocorre no decorrer do tempo de acordo com a velocidade do fluxo da água.

A capacidade de erosão de um rio depende mais das partículas por ele transportadas, do que do volume de água. A ação abrasiva tende a eliminar a rugosidade do fundo, podendo também, abrir caldeirões na rocha.

O fluxo da maioria dos rios, assim como sua carga, aumentam para jusante. O aumento da carga inibe um incremento na capacidade erosiva. A diminuição do fluxo, por qualquer razão, implica em deposição.

Nas soleiras a dissecação é pequena ou quase nula, dificultando o entalhamento a montante delas, mas liberando o excesso de energia aí existente, para o alargamento do vale. Em teoria, as ações erosivas e deposicionais propagam-se para a montante, onde o gradiente é cada vez maior. Contudo, na prática, os rios apresentam-se controlados por importantes níveis de base regionais que subdividem o curso em setores com perfis de equilíbrio próprios.

A carga a ser transportada pela corrente é fornecida pela erosão, sendo constituída não apenas pelo material sólido arrastado no fundo ou carregado em suspensão, como também o material solúvel de origem diversa.

As partículas encontradas na corrente deslocam-se em suspensão, por saltação ou rolamento. O transporte em suspensão ou por saltação depende da turbulência do fluxo e da velocidade de precipitação da partícula. A ação de remoção de uma partícula do leito depende não apenas das forças hidrodinâmicas exercidas sobre ela, mas também de outros fatores como forma, tamanho, saliência sobre o fundo e das relações de contato com outras partículas vizinhas. Para a movimentação de uma partícula existe uma força crítica de tração, bem como uma velocidade crítica do fluido.

É considerada como velocidade crítica a menor velocidade requerida para que uma partícula de determinado tamanho movimente-se no leito do canal. De uma maneira geral, acredita-se que esta é função da densidade da água, do coeficiente de fricção entre as partículas e o leito, do coeficiente de arraste dependente do tamanho da partícula e do número de Reynolds<sup>1</sup> e, do raio da partícula.

A partir do início da movimentação de uma partícula, o comportamento da mesma depende, em grande parte, do tempo necessário para sua decantação. Ao contrário das argilas, os sedimentos arenosos são mais facilmente removidos, entretanto, estes, por sua vez, depositam-se mais rapidamente do que aquelas.

---

1 Parâmetro que determina o tipo de fluxo (ver Suguio & Bigarella, 1979:33).

As argilas, quando colocadas em suspensão, assim permanecem por mais tempo, em virtude de sua menor velocidade de decantação. A velocidade crítica de deposição é aproximadamente dois terços inferior à velocidade crítica de erosão para a mesma partícula.

Experiências para medir a velocidade crítica têm sido feitas principalmente para sedimentos arenosos (Hjulstrom, 1935; Leliavsky, 1955). A utilização de partículas do tamanho silte e argila, registram velocidades críticas acima das esperadas e maiores do que a das areias. Sundborg (1956) explica esta aparente discrepância em função das forças de coesão entre os minerais de argila presentes nessas frações granulométricas. O hábito placóide desses minerais, ocasionando maior superfície específica, bem como a existência de cargas elétricas insatisfeitas, etc. devem contribuir para a ocorrência do fenômeno. Contudo, essa questão encontra-se ainda em aberto, necessitando mais pesquisas a respeito.

O gráfico de Hjulstrom (fig. 8.18) mostra o efeito da velocidade da corrente sobre sedimentos de diferentes granulações, bem como correlaciona a velocidade crítica da erosão e a equivalente de deposição, delimitando as áreas onde se verifica a ação da erosão, do transporte e da sedimentação. A curva superior aponta as velocidades críticas necessárias para iniciar a movimentação das partículas de diferentes diâmetros. Partículas de um micron de diâmetro são movimentadas quando a velocidade ultrapassa 100 cm/s (3,6km/h). Para diâmetros entre 0,1 a 0,5 mm, a velocidade crítica diminui até um valor mínimo de cerca de 20 cm/s (0,72 km/h). A velocidade crítica aumenta novamente para mais de 100 cm/s no caso de seixos com mais de 10 cm de diâmetro.

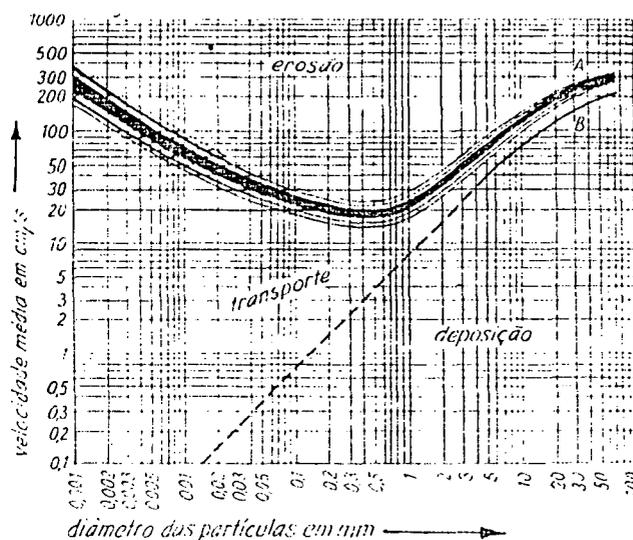


Fig. 8.18 - Gráfico ilustrando o efeito da velocidade da corrente sobre os sedimentos de diferentes granulações. No gráfico estão assinaladas as áreas onde se verifica a ação da erosão, do transporte e das deposições (segundo Hjulström, 1935, in: Suguió & Bigarella, 1979).

O referido diagrama foi modificado por Sundborg (1956) que incluiu também a concentração de sedimentos em suspensão. Essa curva, entretanto, não funciona para grandes concentrações.

### 8.3.3.2 - Competência, capacidade e carga de transporte

A vazão (Q) de um rio depende da área (A) da seção do canal e da velocidade (V) do fluxo, expressa na equação:

$$Q = A \cdot V$$

Tal relação determina o tamanho máximo de material que pode ser movido (competência do rio) e o volume de carga trans-

portada (capacidade do rio).

A competência e a capacidade do rio dão a idéia quantitativa de trabalho das correntes fluviais. A quantidade de material transportado compreende a **carga suspensa** ou **carga de sedimentos em suspensão**, a **carga de fundo** ou **carga de leito do rio**, além da **carga dissolvida**.

A **carga suspensa** é formada de partículas de granulação reduzida (silte e argila), que são tão pequenas que se conservam em suspensão na água em fluxo turbulento.

A **carga de fundo** é constituída por partículas maiores com granulação de areia, cascalho ou fragmentos de rocha que deslizam ou saltam ao longo do leito.

A **carga dissolvida** é formada pelos constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química.

A velocidade de transporte das cargas suspensas e dissolvidas é a mesma em que a água flui. Os sedimentos em suspensão são transportados enquanto a turbulência e velocidade de fluxo forem suficientes para mantê-los suspensos. O decréscimo da velocidade do fluxo com alcance do limite crítico, causa a sedimentação das partículas cessando o transporte. A carga de leito move-se muito mais lentamente do que a água, porque os grãos deslocam-se de modo intermitente (saltação).

Admite-se, em geral, que a carga de leito seja aproximadamente 10% a 20% da carga em suspensão, podendo exceder a 50% da carga total dos rios anastomosados.

Verifica-se, em certos casos, boa correlação entre a carga em suspensão e a vazão líquida dos rios. Tal relação é representada por uma linha reta, em papel bilogarítmico, podendo ser assim expressa:

$$Q_s = p (Q_L)^J$$

onde:  $Q_s$  = carga em suspensão em toneladas por dia;  $Q_L$  = descarga líquida (débito) em metros cúbicos por dia;  $p$  e  $J$  = constantes numéricas. Os valores típicos para  $J$  distribuem-se no intervalo de 2,0 a 3,0, o que indica que a carga sólida em suspensão e, por conseguinte a carga do leito, aumentam em proporção muito maior que qualquer outro elemento relacionado com a vazão. O motivo principal disso é que a carga detrítica não provém somente da ação abrasiva do rio sobre o fundo e margem, mas também da lavagem das vertentes efetuadas por escoamento superficial. Tais fatos sugerem também que a maior parte da carga detrítica é transportada durante as fases iniciais de enchente, quando as vazões são muito elevadas.

Estudos realizados por Gibbs (1967) e Christofolletti (1974) demonstram que nos rios brasileiros a carga em suspensão é bem maior que a carga dissolvida, principalmente nos períodos mais chuvosos. Mesmo considerando-se uma maior dissolução dos sais em função do aumento de volume de água, tal constatação é explicada pela influência do recobrimento florestal. Na bacia

Amazônica, os afluentes oriundos da região andina ou das áreas de cerrado, apresentam carga detrítica mais elevada do que aqueles que drenam as regiões de florestas.

A granulometria dos sedimentos fluviais diminui gradativamente para jusante, denotando uma queda na competência do rio.

Esta redução no tamanho das partículas foi associada a uma suposta diminuição da velocidade das águas. Contudo, verificou-se que a velocidade permanece constante, podendo aumentar pelo aprofundamento do leito do rio, tornando o fluxo mais eficiente. Dessa forma tal associação foi abandonada.

Leopold (1953) chegou à conclusão de que a redução da competência ao longo de um curso de água é devida à diminuição da tensão tangencial. Esta última, no leito de um rio, é proporcional ao produto da declividade pelo raio hidráulico. Considerando que, em muitos casos, o raio hidráulico é aproximadamente igual à profundidade média, pode-se afirmar que a tensão tangencial é proporcional ao produto da declividade pela profundidade média. Assim, ocorre nos cursos de água, um aumento de profundidade da jusante, bem como uma diminuição da declividade, contribuindo para reduzir a tensão tangencial e, conseqüentemente, a competência fluvial.

#### 8.3.3.3 - Tipos de movimento e energia da água corrente

Nos canais abertos, a água pode apresentar **fluxo laminar** ou **fluxo turbulento**.

O fluxo é **laminar** quando as várias camadas paralelas de água deslizam uma em relação às outras, sem que haja mistura de matéria. O fluxo laminar ocorre quando a velocidade de fluxo é relativamente lenta e cada elemento do fluido move-se ao longo de um caminho específico com velocidade uniforme. Neste tipo de regime, as linhas de fluxo envolvem suavemente as irregularidades do leito fluvial e os objetos encontrados em seu caminho, não ocorrendo, durante a sua passagem, redemoinhos e correntes turbilhonares. Entretanto, as perturbações do fluxo são tantas que este é raramente encontrado.

O fluxo torna-se **turbulento** quando, através das linhas de fluxo, verificam-se flutuações de velocidades que excedem um determinado valor crítico. Estas flutuações são causadas por redemoinhos produzidos quando a água passa por obstáculos ou irregularidades de contornos rugosos de fundo. A pequena partícula transportada em suspensão em uma corrente turbulenta, não segue uma trajetória uniforme e suave, mas move-se para cima e para baixo, de um lado para o outro, e mesmo para montante.

O fluxo turbulento é desenvolvido quando a velocidade excede os limites da "força viscosa". Os fatores que afetam a velocidade crítica, permitindo que o fluxo laminar se torne turbulento são viscosidade e densidade do fluido, bem como, profundidade e rugosidade da superfície do canal. Os fluxos laminares e

turbulentos estão relacionados aos efeitos da viscosidade sobre a inércia das partículas de fluido. No regime laminar, os efeitos viscosos são preponderantes impedindo a agitação. No regime turbulento, a inércia das partículas vence as resistências viscosas, estabelecendo-se um movimento caótico e irregular.

Nos cursos fluviais o fluxo é turbulento e pode ser classificado em duas categorias: corrente e encachoeirado. O fluxo turbulento corrente é o normalmente encontrado, enquanto o fluxo turbulento encachoeirado ocorre nos trechos de velocidades mais elevadas, tais como nas encontradas nas cachoeiras e corredeiras, implicando na possibilidade de aumento na intensidade de erosão.

O número de Froude é usado para se verificar se o fluxo é corrente ou encachoeirado, sendo determinado pela seguinte fórmula:

$$F = \frac{V}{gD}$$

onde V é a velocidade média, g é a força de gravidade e D é a profundidade da água. Se o número de Froude (F) é menor que 1, o rio está no regime de fluxo tranqüilo, corrente; se F for maior que 1, o rio está no regime de fluxo rápido, encachoeirado.

O fluxo de um curso fluvial passa de corrente para encachoeirado quando há um aumento considerável de velocidade e abaixamento do nível superficial da água. O inverso também é verdadeiro.

Nos canais abertos não há a constância de um só tipo de fluxo, seja ele vertical (turbulento) ou horizontal (laminar). O que ocorre são diversas faixas de fluxo denominadas camadas entre limites ou simplesmente camadas limites. É designada camada limite a zona onde o retardamento do fluxo é considerável. O fluxo na camada limite pode ser laminar, turbulento ou ambos, dependendo da velocidade e do grau de suavidade do limite (Allen, 1965). Ainda que a camada limite seja turbulenta, sempre existirá uma fina camada do fluido em contato com o limite no qual o fluxo é laminar, ou seja, a subcamada laminar da camada limite turbulenta. Contudo, para propósitos práticos, o fluxo nas correntes naturais é sempre considerado como turbulento (Suguo & Bigarella, 1979).

#### 8.3.3.4 - Distribuição da velocidade e turbulência

Em canais fluviais, a distribuição da velocidade de fluxo e da turbulência é importante na definição dos processos deposicionais e erosivos das correntes e, portanto, nos tipos das fácies sedimentares resultantes.

Quando a velocidade é baixa (poucos mm por segundo), a água transporta por fluxo laminar partículas muito finas.

No fluxo turbulento, há um aumento significativo na ca-

pacidade de transporte, possibilitando a movimentação de partículas grandes. A velocidade máxima do fluxo da água é de aproximadamente 80 km/h, a partir da qual, toda energia é consumida na criação de turbulência, inibindo a aceleração do movimento. São rápidas as variações das velocidades em torno dos valores médios, aumentando com pulsações dos movimentos das águas e propiciando o aparecimento de redemoinhos e outros tipos de movimentos.

A velocidade das águas de um rio, ao longo de um perfil transversal, varia de ponto a ponto. Normalmente, a parte de maior velocidade situa-se abaixo da superfície das águas, enquanto que as de menor velocidade situam-se próximas ao fundo e às paredes laterais do canal. Em corte transversal, uma zona de máxima velocidade é acompanhada por duas zonas de máxima turbulência (fig. 8.19). Turbulência máxima ocorre com as variações verticais de relevo (ondulações, desníveis, etc.).

As irregularidades de fundo podem provocar intensificações locais de turbulência, aumentando o transporte e determinando grosseiramente a natureza do material de fundo (arenoso, areia com seixos, etc.). Com a redução do grau de turbulência diminui a movimentação de material no leito.

Em canal retilíneo e simétrico, o eixo de máxima velocidade localiza-se no centro do canal, diminuindo lentamente em direção às margens. Nas proximidades destas e junto ao leito do canal, a velocidade decresce abruptamente. Na superfície da água, em decorrência do atrito com o ar, a velocidade é também menor.

Nos rios meandran-tes, onde os canais são assimétricos, o eixo de máxima velocidade e a zona de máxima turbulência situam-se mais próximos do banco côncavo. Ambos decrescem em direção ao banco convexo de menor profundidade. Contudo, durante o período das cheias, o rio sobe, aumentando seu gradiente hidráulico e sua velocidade. Nessas ocasiões, fluxos mais velozes tendem a retificar o canal, simulando uma distribuição de velocidade e turbulência próprias de rios retilíneos. Em tais condições, o banco convexo é escavado, formando corredeiras sobre a barra de areia

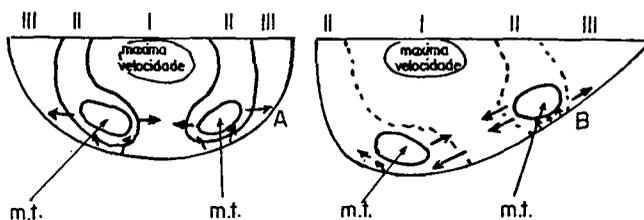


Fig. 8.19 - Seções transversais assinalando a distribuição das velocidades e turbulências máximas em canais simétricos (A) e assimétricos (B). (segundo Leighly, 1934, in: Suguio & Bigarella, 1979). m.t. = máxima turbulência; I = eixo de alta velocidade; II = intensa turbulência e velocidade moderada; III = áreas laterais de turbulência e velocidades baixas.

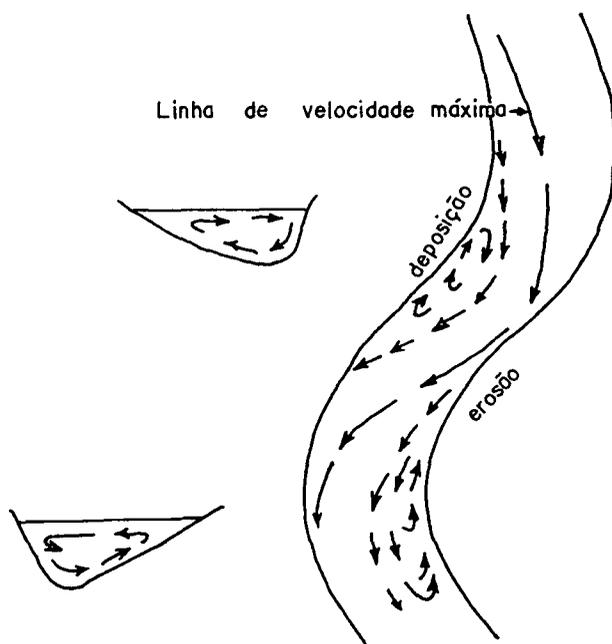


Fig. 8.20 - Esquema ilustrativo dos padrões de fluxo em meandros, destacando as áreas de erosão e deposição (baseado em Morisawa, 1968, in: Suguio & Bigarella, 1979).

aí construída (fig. 8.20).

### 8.3.3.5 - Perfil longitudinal dos rios

Os perfis longitudinal e transversal de um rio representam o ajuste deste às várias condições hidrológicas. O ajuste do seu gradiente ou perfil longitudinal é o mais considerado.

Numa corrente dita em equilíbrio não se verifica nem erosão e nem deposição em qualquer ponto do seu curso; todo material fornecido pelas vertentes pode ser transportado. A forma do perfil longitudinal de equilíbrio da corrente é côncava contínua, com declividade suficiente para transportar a carga do rio.

O perfil de equilíbrio do rio, numa região de rochas relativamente homogêneas, é atingido após a erosão de cerca da quarta parte do material da bacia (Schumm, 1956). O tempo requerido para alcance deste estado é muito variável, relacionando-se fundamentalmente ao clima. Atingido o equilíbrio, o perfil do talvegue permanece gradacional, mesmo que nas vertentes a erosão continue. Situação diversa somente ocorrerá no caso de mudança do nível de base, a qual poderá estar relacionada à ciclicidade das condições climáticas regionais ou à tectônica.

Entre os fatores que influenciam o perfil de equilíbrio de um rio estão: o volume e carga da corrente, tamanho e peso da carga e a declividade. O escoamento e carga são muito variáveis durante o ano, levando cada trecho do canal a alterar sua declividade e forma a fim de atingir um equilíbrio entre a carga que recebe e a que transporta. Dessa forma, o perfil de equilíbrio está sujeito a contínuas flutuações, sendo a planície de inundação considerada como o melhor critério para a determinação do talvegue da corrente.

Para a determinação da curva do talvegue, foram feitas várias tentativas, relacionando formas e processos. A maioria dos autores reconhece uma estreita relação entre a declividade e o comprimento, expressa na fórmula:

$$D = k \cdot C^n$$

onde: D = declividade em determinado ponto; C = comprimento da cabeceira até o referido ponto; "K" e "n" são constantes empíricas.

### 8.3.3.6 - Tipos de transporte

São três as modalidades de transporte dos sedimentos pelas correntes fluviais: **por tração**, **por saltação** e **em suspensão**. O modo e a natureza do transporte do sedimento têm grande influência na composição e estrutura dos depósitos aluviais.

O **transporte por tração** está relacionado com as tensões, tangenciais ao longo do fundo da corrente, provocadas pela água em movimento. O efeito das tensões tangenciais é intensificado pelas forças ascensionais devidas ao fluxo turbulento.

Neste processo intervêm a forma, o tamanho e a densidade das partículas, dando origem a uma carga de tração ajustada às condições locais. O transporte por tração se mantém enquanto as condições de fluxo permanecem inalteradas. Quando ocorre uma redução na velocidade média da corrente ou na intensidade de turbulência, as partículas maiores e mais densas e de menor esfericidade são deixadas para trás.

Este tipo de transporte, por estar restrito ao leito fluvial, é mais limitado e sensível às condições de variação de velocidade e de turbulência do que o transporte por suspensão. Contudo esta também responde pela modificação correspondente nas curvas de concentração de materiais sólidos.

A carga em contato com o leito apresenta-se, em geral, com uma fina camada de partículas móveis com um limite superior difuso.

No transporte por saltação, as partículas avançam ao longo do leito fluvial, através de uma série de saltos curtos. Este tipo de movimento pode ser considerado como fase intermediária entre o transporte por tração e por suspensão; ou seja, partículas cujo tamanho limite seu deslocamento por tração ou em suspensão, podem ser momentaneamente levantadas, avançando através de uma série de saltos.

Em meio fluido, a altura relativa alcançada pela partícula em saltação, depende do peso específico da mesma e do fluido. Tendo por base esferas de quartzo ( $Q = 2,65$ ), a altura alcançada por tais partículas no ar é cerca de 830 vezes superior à saltação correspondente na água.

No transporte por suspensão as partículas são carreadas de forma completamente independente do leito fluvial. Este tipo de transporte ocorre quando a intensidade de turbulência é maior que a velocidade de deposição das partículas movimentadas pelas tensões tangenciais e pelas forças de ascensão.

Entre as partículas que compõem o leito fluvial, são transportadas em suspensão as menores, menos esféricas e menos densas. Foi constatado que a concentração de partículas em transporte por suspensão é muito maior perto do leito da corrente do que junto à superfície. A concentração relativa de sedimento fino (silte fino) pode ser quase igual, da superfície até o fundo. As partículas mais grosseiras, como as areias, por sua vez, apresentam gradiente de granulação com aumento da concentração à medida que se aproxima do leito da corrente.

#### **8.3.3.7 - Velocidade de decantação das partículas**

O comportamento de uma partícula em meio fluido, durante o transporte e deposição é, em grande parte, função de sua velocidade de decantação. Esta depende de fatores inerentes à partícula em decantação, tais como tamanho, forma e peso específico, bem como daqueles ligados ao meio fluido como, por exemplo viscosidade e peso específico. Durante a decantação em meio fluido, as

partículas obedecem basicamente às leis de Stokes e do impacto<sup>2</sup>.

O exame das questões relativas à velocidade de decantação mostra que partículas mais pesadas e mais esféricas são as primeiras a atingirem o fundo, ao passo que aquelas mais achatadas e mais leves permanecem mais tempo em suspensão.

### 8.3.3.8 - Transporte seletivo das partículas

O transporte seletivo é o processo de deslocamento dos sedimentos por águas correntes, baseado no tamanho, forma e densidade da partícula, combinados com a intensidade variável da corrente e grau de turbulência.

A constante fragmentação (segregação) das partículas em função de suas características durante o transporte e deposição, sugere que os sedimentos melhor selecionados são aqueles que foram submetidos a retrabalhamentos longos.

Nos cursos fluviais, como resultado do transporte seletivo, verificam-se mudanças sistemáticas nas características dos materiais da carga transportada e depositada. Estas consistem no decréscimo do diâmetro, no aumento da esfericidade média e algumas mudanças na densidade (eventual alteração química), de montante para jusante da corrente.

As mudanças nas propriedades das partículas, em condições ideais de transporte por tração, podem ser verificadas na figura 8.21. As curvas mostram que o tamanho médio das partículas diminui no sentido do transporte. Isto ocorre, em parte como resultado do transporte seletivo, e em parte como consequência do gradual decréscimo da abrasão durante o mesmo. Para jusante, o valor numérico do coeficiente de seleção decresce, enquanto o grau de seleção aumenta. Ocorre aumento gradual da esfericidade média no sentido da corrente.

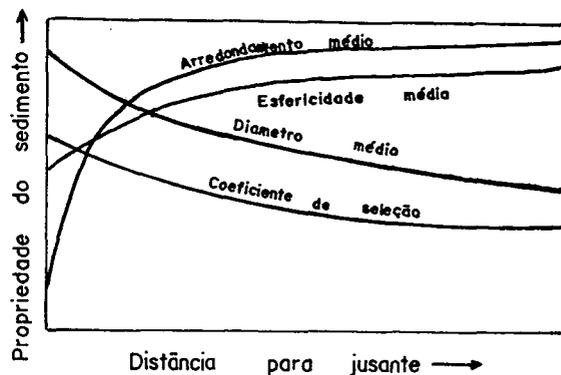


Fig. 8.21 - Modificações das propriedades dos sedimentos por transporte em função da distância percorrida (segundo Krumbein & Sloss, 1963, in: Suguio & Bigarella, 1979).

-----  
2 Detalhes sobre estas leis podem ser encontrados em Suguio & Bigarella, 1979:40-42.

### 8.3.4 - Atividades morfológicas das correntes

#### 8.3.4.1 - Relações entre regime de fluxo e forma de leito

O leito granular móvel de um canal, pode ser moldado pela água corrente tanto por erosão quanto por deposição.

A presença de leito granular móvel implica em alteração na natureza da turbulência devida à simples presença de partículas na corrente turbulenta. Uma alta concentração de sedimentos pode ter efeitos importantes.

Outra implicação de maior interesse é a possibilidade de interação mútua entre leito e corrente, com desenvolvimento de grande variedade de formas de leito encontradas na natureza.

A água em movimento sobre o leito granular móvel cria marcas onduladas e outras feições.

Estudos sobre o assunto foram, inicialmente, desenvolvidos por Darcy & Bazin em 1865 e relatados em Simons et al. (1965a, b). Gilbert (1914) refere-se as relações entre as configurações de leitos e a velocidade do fluxo, através de dados experimentais. Simons, Richardson & Nordin Jr. (1965a, b), introduziram o conceito de regime de fluxo.

#### 8.3.4.2 - Regimes de fluxo

As formas de leito classificam-se como micro ou macro-ondulações, antidunas e camadas planas. A diferença entre os dois tipos de ondulações está no tamanho. Várias combinações de formas como micro-ondulações sobre macro-ondulações, são possíveis. As mudanças das condições hidráulicas determinam a sucessão das diversas formas no leito (fig. 8.22).

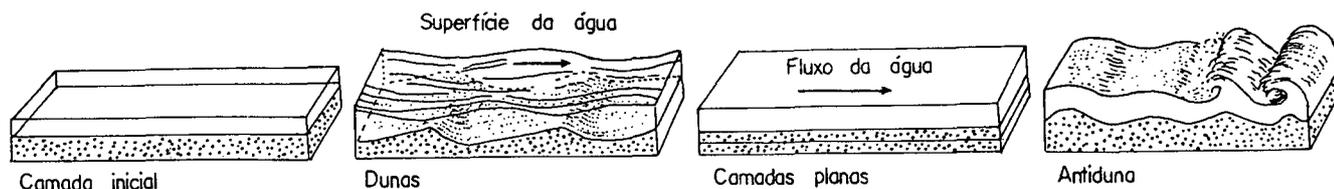


Fig. 8.22 - Representação diagramática dos tipos de forma de leito que se sucedem de acordo com as mudanças das condições hidráulicas. A superfície das águas encontra-se fora de fase com as dunas e em fase com as antidunas (segundo Suguo & Bigarella, 1979).

Os regimes de fluxo foram conceituados a partir de estudos de laboratório, porém isto não impede que os mesmos sejam, até certo ponto, reconhecidos na natureza. As formas de leito, nas correntes fluviais, podem ser reconhecidas pelo aspecto da superfície do fluxo.

Nos canais fluviais, o fluxo pode ser classificado em regimes de **fluxo inferior** e **fluxo superior**, com uma **transição** entre ambos. Tal classificação tem como base a forma do leito, modo

de transporte do sedimento, processo de dissipação de energia e relação de fase entre o leito e a superfície da água (tab. 8.1).

Regime de fluxo	Forma do leito	Concentração de material do leito em ppm	Modo de transporte	Tipo de rugosidade	Relação de fase entre o leito e a superfície da água
Fluxo inferior	Micro-ondulada	10-200	Pequenos saltos	Predomina forma rugosa	Fora de fase
	Micro-ondulada sobre mega-ondulada	100-1.200			
	Mega-ondulada	200-2.000			
Transição	Mega-ondulada lavada	1.000-3.000		Variável	
Fluxo superior	Camadas planas	2.000-6.000	Contínuo	Predomina "rugosidade granular"	Em fase
	Antidunas	2.000			
	Com depressões	2.000			

Tab. 8.1 - Classificação dos regimes de fluxo e suas características (segundo Simons et al., in: Suguio & Bigarella, 1979).

O regime de **fluxo inferior** caracteriza-se pela grande resistência oferecida pelo fluxo e pelo relativamente pequeno transporte de sedimentos. As ondulações da superfície da água não estão em fase com as ondulações do material do leito. O leito apresenta micro-ondulações ou macro-ondulações ou a combinação de ambas. No leito, o material é transportado em grãos individuais, deslocando-se para cima através da superfície posterior das ondulações (micro e/ou macro) e, posteriormente caindo em avalanche pela superfície frontal. O número de Froude é menor que 1,00 e o padrão de fluxo é tranquilo.

Na **transição** a configuração do leito é caótica, apresentando aspectos típicos dos regimes de fluxo inferior e superior. O número de Froude situa-se em torno de 1,00.

O regime de **fluxo superior** é caracterizado pela pequena resistência oferecida pelo fluxo e pelo grande transporte de sedimentos. As ondulações da superfície estão em fase com as do leito. Os leitos são constituídos por camadas planas e antidunas. O transporte é feito principal-

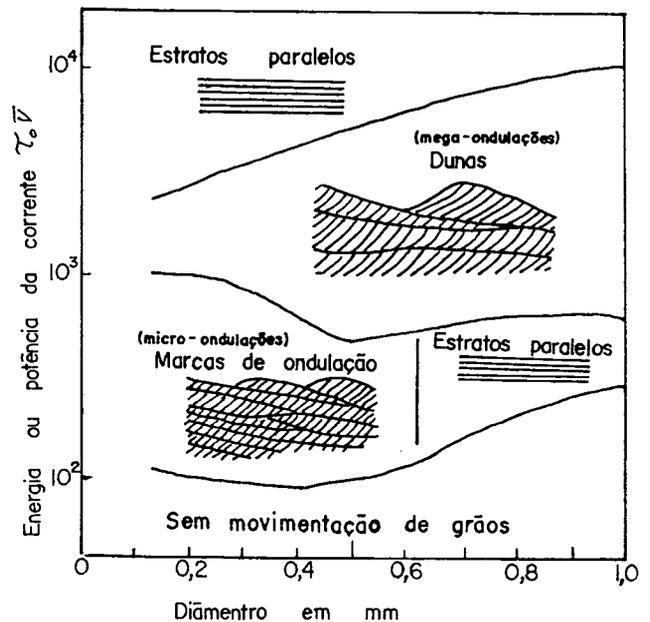


Fig. 8.23 - Representação esquemática de várias formas de leito e suas relações com a granulometria e energia de corrente (baseado em Simons et al., 1965; Allen, 1968, in: Suguio & Bigarella, 1979).

#### 8.3.4.4.1 - Classificação da estratificação cruzada

Das classificações encontradas na literatura, as de ordem puramente descritiva parecem mais apropriadas do que aquelas de ordem genética. McKee & Weir (1953) classificam os estratos considerando três caracteres fundamentais: superfície limitante inferior, forma aparente e estrutura interna (fig. 8.24). Na estratificação cruzada simples, a superfície limitante inferior não representa erosão, mas, não deposição ou mudança de caráter. Na estratificação cruzada plana, a superfície limitante inferior é de erosão plana. Na estratificação cruzada acanalada, a superfície limitante inferior apresenta erosão curva (fig. 8.25).

São três os tipos mais comuns de estruturas sedimentares originadas em areias bem lavadas:

a) cosseqüências de estratos cruzados de pequeno tamanho. Cada seqüência individual mede de poucos milímetros a vários centímetros de espessura, tendo a forma tabular ou em concha,

b) cosseqüência de estratos cruzados de grande tamanho. A espessura de cada seqüência individual mede decímetros ou metros, apresentando a mesma forma tabular ou de concha,

c) laminações planas essencialmente horizontais. As lâminas possuem espessura de um milímetro ou mais e superfície marcada por lineações primárias de corrente.

Em rochas antigas, a interpretação do regime de fluxo tem por base a correlação entre o tipo de estratificação presente e as formas de leito. O tipo de estratificação desenvolvida é função do tipo, configuração e escala da forma do leito, de sua migração e da forma da superfície sobre a qual se movimenta.

Os principais tipos de estratificação, presentes em sedimentos fluviais, são:

##### A - Estratificação cruzada

Caracteriza-se por estratos inclinados em relação ao plano horizontal, resultantes do transporte de sedimentos arenosos de carga de fundo. Através de um exame tridimensional podem ser distintos os seguintes tipos de estratificação cruzada:

A estratificação cruzada acanalada é constituída por seqüência de lâminas em forma de canal, decorrentes de estrutura de escavação por erosão preenchida por sedimentos. Estes mergulham das bordas para o eixo do canal e de montante para jusante da paleocorrente. A direção da paleocorrente é indicada pelo eixo maior do canal. Tal tipo de estratificação pode ocorrer tanto em escala pequena como grande. Neste tipo de estrutura, a profundidade mínima de formação corresponde ao dobro da espessura de cada seqüência acanalada. Porém, a existência deste tipo de estruturas também em grandes profundidades, dificulta a determinação da profundidade máxima.

Na estratificação cruzada de camadas frontais, as cama-

das frontais apresentam formas variáveis: tabulares, tangenciais e côncavas. A variação de forma é parcialmente atribuída aos vários teores de material transportado como carga de leito ou suspensão. A profundidade mínima de formação também corresponde ao dobro da espessura de cada seqüência. Da mesma forma, como ocorre no caso da estratificação cruzada acanalada, a profundidade máxima não pode ser estimada.

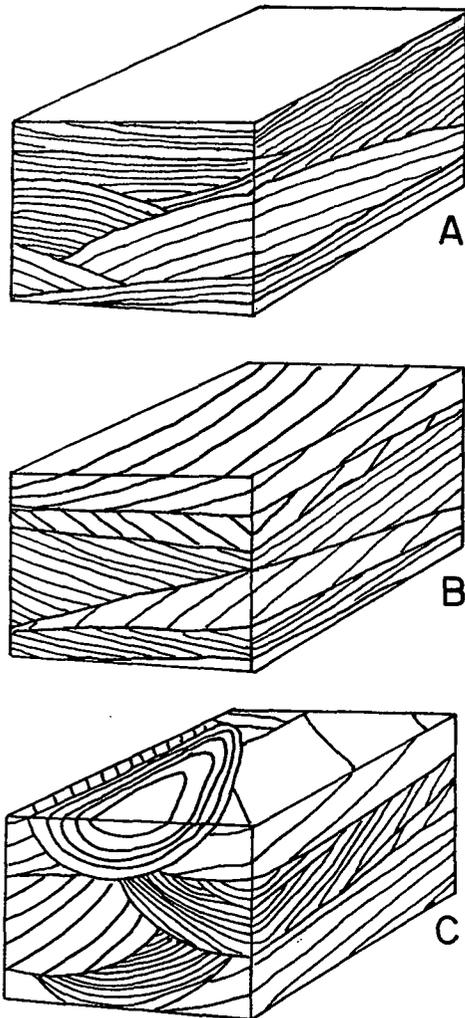


Fig. 8.24 - Tipos fundamentais de estratificação cruzada, segundo McKee & Weir, 1953. A - estratificação cruzada simples; B - estratificação cruzada plana; C - estratificação cruzada acanalada (in: Suguio & Bigarella, 1979).

**B - estratificação paralela e horizontal**

Este tipo é definido por seqüências tabulares de lâminas ou camadas horizontais, localmente distintas ou pouco nítidas. Estas são formadas por silte, areia ou grânulo (fig. 8.26).

O limite inferior de tais seqüências é plano e horizontal, enquanto o limite superior pode tanto ser como o

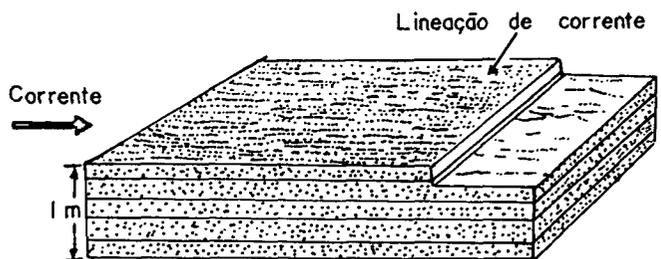


Fig. 8.26 - Estratificação horizontal produzida por regime de fluxo superior, apresentando lineações de corrente (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

Acanaladas	Estratificação cruzada acanalada de grande escala.	
	Estratificação cruzada acanalada de pequena escala.	
Com camadas frontais	Tabular	
	Tangencial	
Com camadas frontais	Sigmoidal	

Fig. 8.25 - Principais tipos de estratificações cruzadas (modificado de Allen, 1965, in: Suguio & Bigarella, 1979).

inferior como pode apresentar conjuntos de marcas onduladas, com passagem transicional.

A estratificação horizontal, para a maior parte dos depósitos das areias e siltes, sugere velocidades maiores do que a das marcas onduladas e menores do que a das antidunas. Indica também profundidades de correntes suficientemente grandes impedindo o desenvolvimento de ondas em fase. Contudo, este tipo de estratificação pode também ser desenvolvido em regime de fluxo inferior, mesmo em depósitos de areia com diâmetro superior a 6 mm. Depósitos formados nestas condições apresentam dimensões muito limitadas, tanto na horizontal como na vertical, devido à taxa de transporte que é muito baixa. Além disso, não ocorre lineação de partição associada às camadas horizontais, comuns em regime de fluxo superior.

### C - superfície de reativação

São superfícies inclinadas que interrompem algumas seqüências de estratificação cruzada, separando conjuntos de lâminas aparentemente concordantes (fig. 8.27). A superfície de reativação indica que em algum momento houve mudança da forma de leito em processo de migração. Este tipo de estrutura tem valor interpretativo, podendo indicar mudança no processo ou na direção do fluxo durante épocas de vazante dos rios (Collinson, 1970).

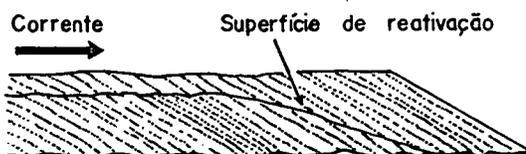


Fig. 8.27 - Superfície de reativação no interior de cosseqüência de lâminas aparentemente concordantes. A vista corresponde a uma face vertical na direção do fluxo (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

A Estratificação cruzada de pequeno porte desenvolve-se pela migração de micro-ondulações assimétricas. A forma da marca ondulada e das condições de suprimento de sedimentos determina a configuração tridimensional das seqüências. As micro-ondulações formam-se no regime de fluxo inferior com velocidades relativamente baixas, porém capazes de iniciar o movimento dos grãos.

Na estratificação cruzada de grande porte, as cosseqüências foram depositadas durante a migração de sucessões de macro-ondulações (fig. 8.28). A configuração das seqüências dependem das formas das macro-ondulações e do suprimento de sedimentos. Simons (citado por Suguio & Bigarella, 1979), demonstrou que as macro-ondulações são formadas no regime de fluxo inferior, numa intensidade de fluxo relativamente alta, maior do que aquela necessária para o desenvolvimento de micro-ondulações.

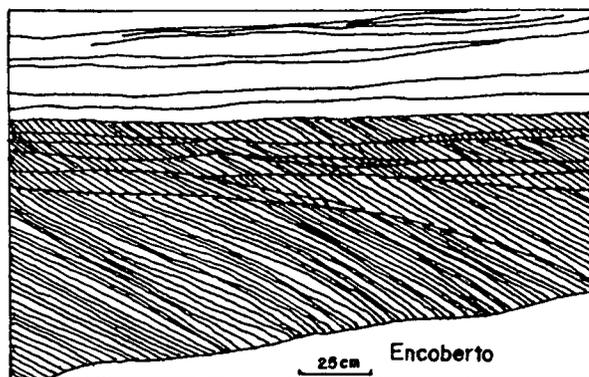


Fig. 8.28 - Estratificação cruzada de grande porte, associada à de pequeno tamanho. Terraço fluvial do Rio São Francisco, entre Xique-Xique e Pilão Arcado (BA). Observem-se as superfícies de reativação mencionadas na figura 8.27 (segundo Suguio & Bigarella, 1979).

A **Laminação e lineação** ocorrem em arenitos que registram repetidas agradações, acompanhadas de deslocamento de grãos para jusante sobre a interface sedimento-água, a qual é essencialmente plana.

As **lineações de correntes** são estruturas primárias, que consistem de uma série de cordões e depressões paralelas, de relevo em geral menor do que 1 mm e comprimento de até cerca de 30 cm (fig. 8.29). Desenvolvem-se nas superfícies de lâminas de arenitos de granulação relativamente fina, bem lavados e de laminação plana. Nos cordões os sedimentos são ligeiramente mais grosseiros do que nas depressões.

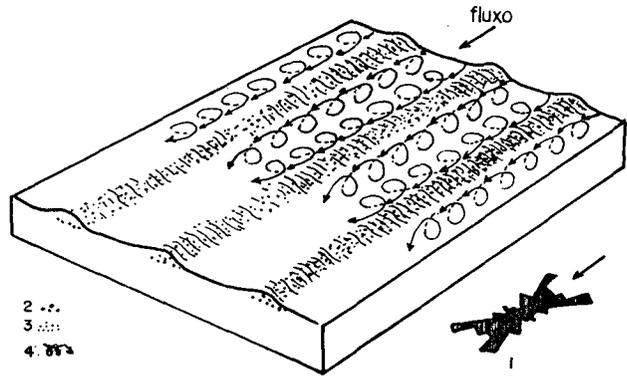


Fig. 8.29 - Representação diagramática das lineações de corrente. 1 - fábrica do grão, no plano do leito; 2 - grãos grosseiros; 3 - grãos finos; 4 - vórtices (segundo Allen, 1965, in: Suguio & Bigarella, 1979).

A orientação da **lineação** está associada a uma disposição preferencial do eixo longo dos grãos de quartzo que tendem a orientar-se paralelamente à corrente e imbricar para montante. O leito apresenta geometria tridimensional; os cordões e depressões são escalonados, desaparecem ou ampliam-se no sentido de seu comprimento.

Simons et al (1961) conseguiram produzir lineações em camadas planas no regime de fluxo superior, quando o número de Froude aproximava-se ou excedia a unidade.

#### 8.3.4.5 - Descrição das formas de leito

##### A - Camada plana sem movimentação

Caracteriza-se pelo seu aspecto plano e horizontal sem qualquer configuração superficial. Após o início da movimentação a camada plana passará a apresentar pequenas ondulações de areia quando o diâmetro for inferior a 0,6 mm e mega-ondulações quando o diâmetro da areia for superior a 0,6 mm. Nas areias mais grosseiras, a camada plana pode persistir enquanto a velocidade do fluxo for muito baixa (Allen, 1968a, b, c)

##### B - Micro-ondulações

São determinadas por ondulações assimétricas de declive suave a montante e íngreme a jusante da corrente. O comprimento de onda, ou seja, a distância entre as calhas ou picos sucessivos, é geralmente inferior a 30 cm, nunca excedendo 60 cm. Este independe da granulometria do sedimento. A velocidade mínima para formação de micro-ondulações em areia fina é de aproximadamente 20 cm/s.

As micro-ondulações representam formas de rugosidade no leito desenvolvidas pela interação entre a carga do mesmo e o

fluxo, em condições subaquáticas. É correntemente aceito que se originam em fluxo tranqüilo turbulento de pequena intensidade, após o início da movimentação do material arenoso (Sunborg, 1956). Foi demonstrado através de trabalhos de campo e laboratório que as micro-ondulações não se formam quando o tamanho médio de decantação da partícula é  $> 0,6$  mm (Simons, Richardson & Nordin, 1965a, b). Uma vez formadas, estas tendem a migrar, através da erosão de sua face de reverso (montante) e da deposição na de jusante.

A laminação de micro-ondulação requer um fornecimento constante de sedimentos de modo que as mesmas desenvolvam-se para cima, mais por superposição do que meramente para frente. A estrutura interna das micro-ondulações assimétricas, é função do modo de avanço do fluxo e da quantidade e caráter do sedimento transportado. A estrutura interna é importante na identificação do ambiente de sedimentação através da medição dos vários aspectos geométricos da marca ondulada. As propriedades da geometria da laminação cruzada das micro-ondulações, nos depósitos fluviais ou correntes de turbidez, dependem da altura desta e das taxas predominantes de deposição e de transporte junto ao leito<sup>3</sup>.

### C - Macro-ondulações

A forma destas é semelhante à das micro-ondulações, variando seu comprimento de onda de 60 cm a vários metros. Ao contrário das micro-ondulações, o comprimento de onda pode aumentar com a profundidade da água. Este e a forma das macro-ondulações dependem da granulometria do material do leito.

O deslocamento da macro-ondulação para jusante é provocado pelo processo de avalanches, numa ordem que depende da velocidade do fluxo e da altura da ondulação. As ondulações menores são mais velozes do que as maiores.

### D - Canada plana com movimentação de sedimento

Esta, via de regra, não apresenta elevações ou depressões maiores do que a granulação máxima do material do leito. A resistência ao fluxo é relativamente pequena, resultando principalmente da "rugosidade granular", que tem relação com a granulometria da carga do leito.

"A grandeza da energia de corrente ( $\rho_o V$ ), necessária para que as macro-ondulações de transição se transformem em camadas planas, depende principalmente da granulometria do material do leito. A superposição dos grãos ao acaso, provavelmente é suficiente para fornecer o contraste granulométrico necessário para o aparecimento da estrutura laminada. A camada plana desenvolve-se no regime de fluxo superior" (Suguio & Bigarella, 1979).

-----  
3 Para maiores detalhes, consultar Suguio & Bigarella (1979).

A **corrosão** é provocada por todo e qualquer processo de reação química entre a água e as rochas que estão em contato, ocorrendo a dissolução do material solúvel pela percolação da água.

A **corrasão** ou **abrasão** é o desgaste pelo atrito mecânico, geralmente através do impacto das partículas carregadas pelas águas, sobre as rochas e sobre outras partículas. A **eversão** representa um tipo especial de corrasão originada pelo movimento turbilhonar sobre as rochas do leito. Depressões de vários tamanhos podem ser escavadas, em geral, de forma circular, tais como as **marmitas** ou **caldeirões**.

A **cavitação** ocorre somente sob condições de velocidades elevadas de água, quando as variações de pressão sobre as paredes do canal fluvial facilitam a fragmentação das rochas.

#### 8.3.5.1.1 - Desenvolvimento de canais e vales

Os canais fluviais desenvolvem-se em função das águas do escoamento superficial. No início formando pequenos filetes que, progressivamente, aumentam de volume, desenvolvendo no final, os córregos e riachos até rios de grande dimensões.

O comprimento dos canais aumentam por erosão remontante que, em geral, resulta do solapamento da base, principalmente, onde a superfície é protegida por uma camada resistente, solo ou vegetação. A erosão do subsolo pode ser causada por percolação de água subterrânea, que remove o material fino subjacente, formando túneis.

O alargamento dos canais fluviais pode processar-se por vigorosa corrasão lateral contra as paredes durante as enchentes, ou quando a migração de meandros age contra os lados do canal. É também freqüente o alargamento resultar do intemperismo e de conseqüentes movimentos de massa nas vertentes dos vales, à medida que o rio aprofunda o seu leito. Nestas ocasiões, ocorrem muitos rastejos de detritos, escorregamentos e quedas de bloco no rio, que periodicamente os remove.

Alguns vales têm seção transversal em "V", enquanto outros têm paredes abruptas com seção em "U".

Antigamente tais formas eram atribuídas a estágios do ciclo erosivo do rio. O vale em "V" era interpretado como rio jovem, ao passo que os vales mais alargados indicariam fase matura ou senil.

Atualmente considera-se que as formas dos vales são principalmente resultantes da interação entre o clima, relevo, tipo de rocha e estrutura geológica. A vegetação controla parcialmente o volume de escoamento, desempenhando o papel de proteção. O relevo existente determina as taxas de aprofundamento e alargamento de um vale fluvial. O tipo de rocha influi na forma do vale e do canal, uma vez que determina parcialmente o volume de escoamento e a resistência da superfície à erosão (Suguio & Bigarella, 1979).

Vales em "V" indicam uma relação de equilíbrio entre o aprofundamento e o alargamento. São esculpidos, em geral, em material homogêneo. Ocorrem em regiões de climas temperados e úmidos, onde os solos das paredes dos vales sofrem rastejo constante.

Vales em "U" são geralmente elaborados por sucessivas fases fluviais e glaciárias, principalmente em rochas resistentes. Estes vales possuem paredes abruptas, quase verticais, além de fundo amplo e plano.

### 8.3.5.2 - Formação de terraços fluviais

McGee (1897) definiu terraço como um plano horizontal ou aproximadamente horizontal, de extensão variável, limitado de um lado por um terreno mais elevado e do outro por uma escarpa. Na definição, em geral, está implícito que o plano encontrava-se originalmente no nível da água ou abaixo dele, e que agora encontra-se acima (AGI, 1957). Leopold, Wolman & Miller (1964) referem-se ao terraço como uma planície de inundação abandonada. Suguio & Bigarella (1979) consideram os terraços como produtos da erosão fluvial e do encaixamento do talvegue.

Normalmente os terraços fluviais são formados quando o rio corta os sedimentos previamente depositados em sua bacia de inundação. Tais aspectos morfológicos são denominados **terraços aluviais**. Algumas vezes os terraços são esculpidos no embasamento rochoso, sendo então designados **terraços rochosos (strath terrace)**. Estes não devem ser confundidos com os terraços estruturais, que são patamares ao longo das vertentes, mantidos pela existência de camadas de rochas mais resistentes.

Os terraços compreendem área plana ou em bancadas, limitadas por escarpas em direção ao curso atual dos rios. Estes podem situar-se bem acima do nível de base, não sendo atingidos pelas águas nem mesmo durante as enchentes (fig. 8.30).

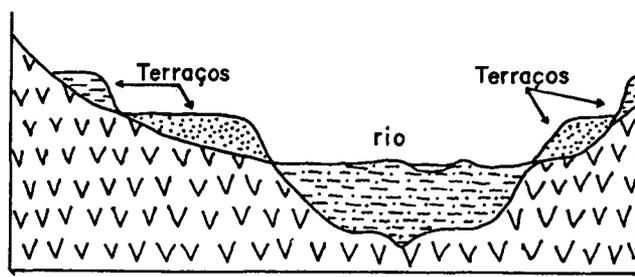


Fig. 8.30 - Esquema de um vale preenchido por aluviões, posteriormente erodidos em forma de terraços (segundo Morisawa, 1968, in: Suguio & Bigarella, 1979).

Uma oscilação climática que provoque uma diminuição do débito, pode formar uma nova planície de inundação, em nível mais baixo, sem que ocorra entalhamento no embasamento rochoso do fundo do vale. Dessa forma, verifica-se a formação de **terraços embutidos**, pois terraço e planície de inundação localizam-se sobre a mesma calha rochosa. A formação de uma planície de inundação em nível mais abaixo, acompanhada de nova fase erosiva sobre o embasamento rochoso do vale, dá origem aos **terraços encaixados** (fig. 8.31).

São considerados "parelhados" os terraços que se dispõem de modo semelhante ao longo das vertentes opostas do vale. Estes refletem um longo período de aplainamento lateral seguido de rápido entalhamento vertical. **Terraços isolados** mostram o des-

locamento lateral do curso durante o processo de entalhe, típico nos rios meandранtes.

A composição sedimentar básica dos terraços compreende a associação de camadas de cascalho e depósitos arenosos. Os cascalheiros constituem a estrutura fundamental de muitos terraços, ocorrendo, em alguns, como camada delgada, e noutros como seqüências espessas.

O estudo dos terraços tem como objetivo a interpretação geológica de uma região. A origem dos terraços é explicada por duas linhas básicas e distintas de conceituação: a tectônica e a climática.

A literatura clássica, geralmente relaciona a origem dos terraços às mudanças tectônicas, ou seja, devida à alteração no nível de base causada pelo levantamento ou basculamento da região.

Na outra linha, os fatores climáticos são considerados condicionantes das mudanças que afetam a hidrodinâmica do sistema fluvial, influenciando na descarga líquida ou na carga sedimentar do rio. As mudanças tectônicas é atribuído o papel secundário de acentuar, com o tempo, as diferenças de nível entre os vários terraços.

Bigarella & Mousinho (1965b) discordam da referência de Leopold et al. (1964) de que são forças tectônicas que provocam mudanças no gradiente, colocando os divisores de água em meio climático diferente, modificando as formas das vertentes e o fornecimento de sedimentos para o rio. Os primeiros autores argumentam que os movimentos tectônicos são extremamente lentos e um longo período de tempo seria necessário para causar uma notável mudança de altitude do relevo e das condições hidrográficas dentro das bacias brasileiras.

Considerando a estabilidade crustal do escudo brasileiro durante o Quaternário, os mesmos autores, reforçam que os terraços são relativamente recentes o que inviabiliza a possibilidade de terem sido originados por movimentos epirogênicos positivos. Os terraços, em muitos lugares, são relacionados à mais recente e mais acentuada mudança climática, quando houve a passagem de um período glacial para interglacial.

Bigarella & Becker (1975) também discordam dos autores que interpretam a ocorrência extensiva de terraços de cascalho como exclusivamente de origem tectônica. De acordo com os referidos autores, os movimentos tectônicos, por si só, não são os úni-

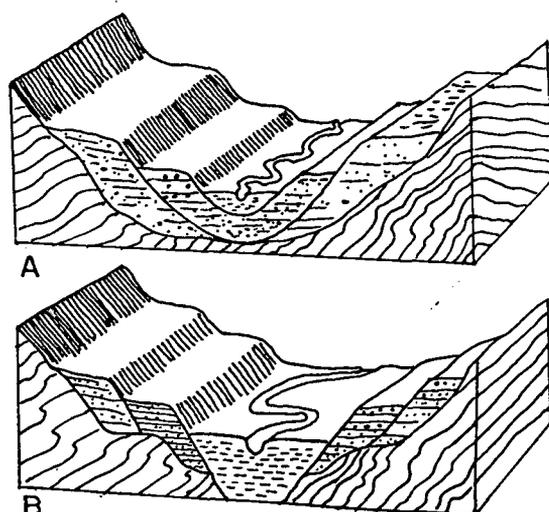


Fig. 8.31 - Tipos de terraços fluviais dependentes da forma de abandono da planície de inundação inicial. A - terraços embutidos; B - terraços encaixados (Baseado em Christofletti, 1974, in: Suguio & Bigarella).

cos responsáveis pela formação de terraços e pela natureza dos depósitos. A formação dos terraços e seus depósitos, mesmo durante os movimentos tectônicos, depende de condições climáticas e hidrológicas apropriadas. "O escalonamento dos diferentes níveis de terraços pode ser completamente independente dos movimentos tectônicos, sendo somente devido a variações no regime e na intensidade das condições hidrológicas".

Neste trabalho, a interpretação dos depósitos fluviais será feita com base no referencial teórico elaborado por Bigarella & Mousinho (1965b), após exaustiva revisão bibliográfica internacional e nacional e de trabalhos de campo em diversas regiões do Brasil.

No Quaternário ocorreram múltiplas e profundas mudanças climáticas que resultaram em alteração no revestimento vegetal e na distribuição das chuvas, influenciando decisivamente nas mudanças das condições hidrodinâmicas do sistema fluvial (Bigarella & Becker 1975).

O perfil longitudinal dos rios é mantido, quando existe equilíbrio entre entrada e saída dos sedimentos. Este equilíbrio é função da relação entre carga e descarga, bem como das características do escoamento superficial, vegetação e solos.

O entulhamento rápido de uma bacia de drenagem, assim como a degradação da mesma resultam de mudanças profundas nas condições climáticas que, por sua vez, alteram a dinâmica fluvial.

Nas mudanças climáticas para o semi-árido ou para o clima mais seco, há a diminuição das precipitações e concentração das chuvas. A cobertura vegetal rarefaz-se, permitindo a remoção acelerada do manto de intemperismo das vertentes, resultando num aumento da carga e uma diminuição da descarga e, conseqüentemente, na agradação do fundo do vale.

Na passagem do clima semi-árido para o úmido, concomitantemente com um aumento da descarga ocorre o adensamento da vegetação. Assim, a tendência das vertentes é estabilizar-se, fornecendo quantidade bem menor de detritos. Os cursos de água passam a encaixar-se, sendo a abrasão mecânica do leito facilitada. O fundo do vale anteriormente agradado, sofre erosão até o estabelecimento de um novo equilíbrio.

Para Suguio & Bigarella (1979), diferentes critérios devem ser empregados a fim de melhor correlacionar e precisar a sucessão de terraços de uma região. Citam como os mais importantes os estudos sedimentológicos incluindo a composição do sedimento, a granulometria, a sucessão vertical, a evolução pedogenética, a correlação altimétrica, a datação, etc.

Ainda de acordo com os mesmos autores, o estudo dos terraços permite inferir conclusões relativas aos paleoclimas e condições hidrológicas da bacia de drenagem. Mudanças climáticas profundas causaram modificações extremas no regime das correntes. Tais mudanças foram cíclicas incluindo:

1- fases de agradação num sistema fluvial anastomosado, sob condições climáticas do tipo semi-árido;

2- fases de erosão dissecando o terreno e removendo grande quantidade de material previamente depositado, bem como aprofundando o fundo do vale;

3- fases de desenvolvimento de planícies de inundação sob condições de clima úmido.

### 8.3.5.3 - Planície de inundação

A planície de inundação (**flood plain**) ou várzea é a capa detrítica que recobre o plaino aluvial, permanecendo coberta pelas águas nas épocas de enchente. O plaino aluvial é a área baixa e plana que bordeja o canal fluvial entre as paredes do vale (AGI, 1983). Segundo Thornbury (1958) o plaino aluvial (**valley flat**) é a forma fundamental produzida pela erosão lateral dos rios.

No início de sua formação, a planície de inundação constitui-se apenas num fino recobrimento detrítico sobre o embaçamento rochoso truncado. Entretanto, a tendência da cobertura de elúvio é se expandir, o que ocorre durante as cheias apesar de haver escavação e preenchimento (**scour and fill**). Normalmente quando o rio atinge o equilíbrio, a espessura do alúvio já é grande, não aflorando mais o substrato rochoso (Bigarella & Mou-sinho, 1965b).

A planície de inundação quase sempre possui a forma alongada. Sua largura depende do tamanho do rio, da ordem relativa de encaixamento e da resistência das rochas das paredes do vale. Onde o vale se estrangula, as planícies de inundação são mais estreitas. Também seu gradiente torna-se mais íngreme onde o rio tem um perfil longitudinal mais acentuado (Leopold et al., 1964). Bauling (1954) menciona que um leito aluvial muito largo implicaria num aluvionamento espesso. Adverte também que um rio carregado de detritos, não podendo rebaixar seu perfil, é capaz de erosão lateral atacando a margem e deixando um leito coberto por um lençol aluvial.

Via de regra, as planícies de inundação situam-se no curso inferior dos rios meandrantés, mas há exemplos da sua intercalação até no curso superior de muitos rios. Desenvolve-se, na planície de inundação, vegetação abundante, comumente brejosa. Os brejos originam-se de poças remanescentes de águas de cheias. As lagoas porventura existentes são geradas, igualmente, pelas águas das enchentes e nelas se acumulam muitos detritos vegetais e lama. Encontram-se, amiúde, arcos de membros isolados por motivo de mudança de trajeto do rio ou do assoreamento acelerado (**cut-off channels**). Esses arcos, chamados de braços mortos, transformam-se, inicialmente em lagos (**oxbows**), sendo posteriormente colmatados (Mendes, 1984).

Níveis mais baixos existentes no plaino aluvial representam antigos depósitos de enchente, sendo designados como terraços de várzea. O material colúvio-aluvionar, formando rampas

colúvio-aluvionares, pode encobrir total ou parcialmente esses níveis. Nos vales onde as rampas mais recentes estão pouco desenvolvidas, os terraços de várzea estão melhor preservados. Contudo, este fato não exclui que em subsuperfície ocorram camadas colúvio-aluvionares interdigitadas com sedimentos fluviais (Suguio & Bigarella, 1979).

Thornbury (1958) e Leopold et al. (1964) entre outros atribuem aos níveis de terraços de várzea uma origem, sobretudo, tectônica.

Para Thornbury (1958), as planícies de inundação dos grandes rios com espesso enchimento aluvial sobre o embasamento rochoso, só poderiam ter sido preenchidas após abertos largos vales por erosão lateral. Embora admita a importância das variações climáticas na explicação das mudanças do regime hidrológico, não dá ênfase ao clima para a interpretação dos fenômenos acima referidos.

Segundo Leopold et al. (1964) a formação da planície de inundação está associada a um clima particular ou regime hidrológico da bacia de drenagem. Em condições de equilíbrio, a entrada e saída de sedimentos da planície de inundação são equivalentes. O rompimento do equilíbrio que conduz à agradação ou degradação da planície de inundação seria motivado por mudanças tectônicas ou no regime hidrológico (incluindo mudanças no suprimento de água e sedimentos). O mesmo autor argumenta que quando há um levantamento crustal, segue-se a degradação. Entretanto a ordem de encaixamento é, em geral, suficientemente lenta para permitir o movimento do canal e a formação da planície de inundação.

De acordo com Bigarella & Mousinho (1965b) na formação de um plaino aluvial, os processos envolvidos na deposição do cascalho basal são diferentes daqueles relativos ao enchimento do vale, que originam a planície de inundação. Ambas as formas não são contemporâneas.

Os depósitos das planícies de inundação propriamente ditos representam sedimentação vigente em clima úmido; já na porção basal, a deposição de cascalho e areia dos canais anastomosados ocorreu durante o clima seco com chuvas concentradas (Bigarella & Mousinho, 1965b).

Suguio & Bigarella (1979), enfatizando a importância das variações climáticas, referem que os depósitos de planície de inundação permitem reconhecer as várias fases climáticas envolvidas nos processos de deposição e erosão que originaram os terraços (antigas planícies de inundação).

Bigarella & Mousinho (1965b), a partir de estudos realizados em planícies de inundação, elaboraram uma síntese da seqüência de eventos deposicionais:

1 - Elaboração do assoalho (plaino aluvial) da planície de inundação sob condições climáticas rigorosas.

2 - Deposição de cascalho contemporaneamente à degradação do fundo do vale (clima semi-árido).

3 - Instalação de canais anastomosados e deposição de sedimentos arenosos. Drenagem intermitente sob condições climáticas rigorosas ainda não precisadas, porém de clima seco.

4 - Encaixamento da drenagem erodindo parte dos depósitos de canais anastomosados depositados pelo rio intermitente.

5 - Preenchimento com sedimentos finos siltico-argilosos depositados durante as inundações e sedimentos arenosos depositados no canal, sob condições de clima úmido, entretanto um pouco diferente da atual.

6 - Colúviação em várias fases, a partir da época da deposição das areias dos canais anastomosados.

O preenchimento do plano aluvial é realizado, muitas vezes, por uma sucessão sedimentar de origem diversa, composta por depósitos de canais anastomosados e uma seqüência rítmica de lobos colúvio-aluvionares, os quais encontram-se interdigitados com depósitos típicos das inundações (Bigarella & Mousinho, 1965b).

Para Leopold et al. (1964), a elevação progressiva da planície de inundação é limitada seja pela migração lateral contínua do canal, que remove parte do material depositado anteriormente, seja pela deficiência de sedimentos nas enchentes.

Bigarella & Mousinho (1965b) advertem para a relativa complexidade dos aspectos erosivos e deposicionais nos leitos fluviais. Os fatores hidráulicos variam em resposta às mudanças de carga detrítica, que é o fator independente. Como processos responsáveis pela formação das planícies de inundação são citados: a) deposição lateral do canal nas partes convexas (barra de meandro); b) deposição nas enchentes por sobre os diques naturais; c) colúviação.

Na formação da planície de inundação a proporção entre os processos depende das características das enchentes, além da disponibilidade e do diâmetro dos detritos. Leopold et al. mencionam que em muitas planícies de inundações a acreção lateral contribui com 60 a 80% dos sedimentos. Lattman (1960) tendo como exemplo um pequeno rio da Pensilvânia refere que a maior parte dos sedimentos procedia da acreção lateral e um quinto era de colúvio das vertentes do vale. De acordo com Leopold et al. (1964) parte das planícies de inundação está sujeita à deposição de colúvio que resulta do escoamento superficial e dos movimentos de massa locais. No preenchimento do vale, o colúvio pode ocorrer interdigitado com o alúvio da degradação fluvial ou até como material predominante.

Segundo Suguio & Bigarella (1979): "O modelado e a dissecação de pequena amplitude responsáveis pela formação dos terraços mais baixos do plano aluvial, correspondendo aos terraços de várzea, estão diretamente ligados a pequenas modificações nas características hidrológicas dos cursos d'água. Nestas condições, formou-se uma série de terraços embutidos, todos caracterizados como terraços de preenchimento. O caráter recente e fraco desnivelamento entre eles dá origem a uma série de problemas. Em primeiro lugar, a seqüência dos baixos níveis não é encon-

trada em todos os vales. O esquema é bastante complexo em vales de número de ordem elevado, enquanto que ao longo das principais calhas de drenagem a seqüência de níveis torna-se imperceptível, com o aluvionamento intensivo das várzeas atuais. Nos pequenos afluentes, onde o aluvionamento torna-se menos espesso face ao gradiente relativamente mais elevado e características mais torrenciais a preservação e o soterramento das formas são dificultados. Por outro lado, ligando-se tais formas e pequenas flutuações nos processos da dinâmica fluvial e, portanto, essencialmente avaliações da relação entre carga e descarga, torna-se bem possível e mesmo provável, que não tenha havido perfeita homogeneidade da evolução de toda uma vasta área geográfica".

Em um estudo de pequena escala no tempo, há que se considerar, além das variações das condições meteorológicas locais de cada área, também o desmatamento de origem antrópica que tem criado condições que imitam aquelas vigentes em clima semi-árido ou mais seco. Condições dessa natureza dão origem a formação de terraços "antrópicos".

### 8.3.6 - Processos sedimentares fluviais

A compreensão dos processos sedimentares, que atuam dentro e fora de um canal fluvial, permite o reconhecimento das fácies específicas e, por conseguinte, do tipo particular de canal ou de qualquer outra feição pertinente.

As formas topográficas, de acordo com o modo de formação e a natureza dos depósitos, classificam-se em dois tipos fundamentais: um ligado à **acrecção lateral**, e outro à **acrecção vertical** (Allen, 1965).

A **acrecção lateral** da carga do leito é responsável pela formação das barras de meandro, das barras de canais e das ilhas aluviais.

A **acrecção vertical** ocorre devido à carga suspensa durante as cheias, quando as águas transpõem os diques marginais. Da **acrecção vertical** resultam os depósitos dos diques marginais, as crevassas e as bacias de inundação (fig. 8.32).

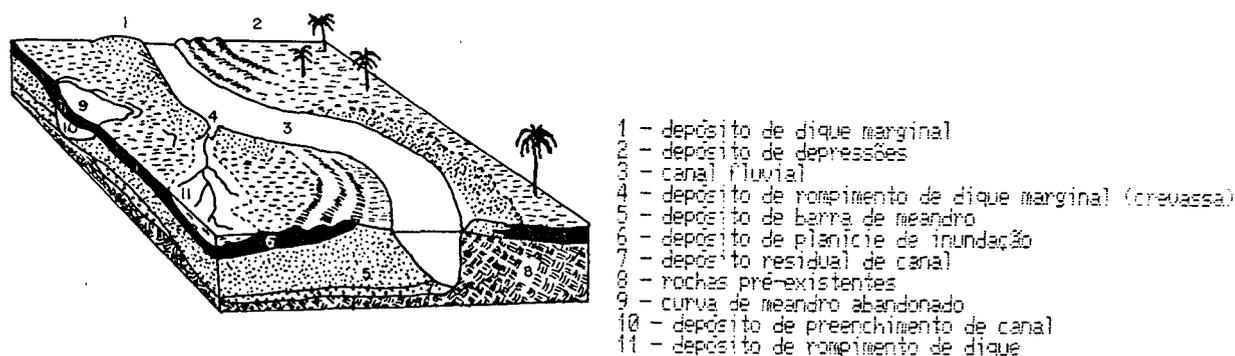


Fig. 8.32 - Processos sedimentares e fácies fluviais (modificado de Allen, 1964, in: Sugano & Bigarella, 1979).

Os canais são preenchidos, em geral, por processos mistos de **acrecção lateral** e **acrecção vertical**, embora os

depósitos possam ser constituídos de sedimentos de um só tipo de carga.

Na planície de inundação são comuns os depósitos de acreção lateral. Algumas não apresentam aspectos de acreção vertical, enquanto outras possuem canais com diques marginais, depósitos de espargimento de crevassa (rompimento de diques marginais) e, de bacias de inundação bem desenvolvidos.

A significativa ocorrência de acreção vertical, depende provavelmente, tanto de fatores inerentes ao regime da corrente, como de fatores externos (Allen, 1965). Os principais fatores internos estão relacionados com: a) o tamanho do grão da carga em suspensão e da carga total; b) a velocidade do fluxo sobre os bancos e; c) a taxa de migração dos canais. Os fatores externos dependem das mudanças do nível de base da corrente ou das mudanças devidas à subsidência ou soerguimento do terreno (Allen, 1965).

A configuração da planície fluvial está intimamente relacionada ao tamanho da carga da corrente. Nos rios anastomosados as correntes anastomosadas, com carga grosseira e gradiente relativamente elevado, há uma rápida movimentação dos canais entrelaçados no plano aluvial. Nestas condições é mantido um relevo baixo que minimiza a extensão dos depósitos das cheias (Allen, 1965).

Nos rios meandrantos com canais de sinuosidade relativamente baixa, as águas das cheias movem-se livremente sobre os plainos aluviais, dando origem às planícies de inundação planas. O aumento da sinuosidade da corrente ocorre quando o tamanho da carga diminui (Schumm, 1960, 1961 e 1963). Aumentando a sinuosidade, aumenta a estabilização dos cinturões de meandros com a formação de tampões de argila (Suguo & Bigarella, 1979).

#### 8.3.6.1 - Formação de barras de meandros

O desenvolvimento de meandros ocorre em rios com declive baixo a moderado e alta relação entre carga suspensa e carga de fundo, dando origem a rios altamente sinuosos.

As barras de meandro formam-se em cada curva de meandro ativo ou cortado, grosseiramente concordantes com a curva do canal. Um cordão de barra se constitui de material do leito erodido no ponto de encontro com o banco convexo do canal. As cristas das barras podem situar-se acima da posição dos diques marginais (Fisk, 1947). Nas áreas mais baixas, entre os cordões de barra, formam-se banhados, poças ou braços rasos da corrente.

Em canais curvos, o fluxo da água é tridimensional, envolvendo componentes transversais. Segundo Bagnold (1960), o fluxo transversal é inevitável, uma vez que as paredes do canal exercem uma fricção de "arraste" no fluxo tangencial. A aceleração radial dá origem a excesso de pressão sobre o banco externo, onde se processa a erosão, e um déficit de pressão na margem, interna, onde ocorre a sedimentação.

O padrão de fluxo num canal meandrante está relacionado com a formação das barras de meandro. Estas constituem os depósitos da porção interna do canal meandrante enquanto que a porção externa do mesmo constitui área de erosão. A sedimentação se processa devido ao cruzamento e o declínio da velocidade de fluxo, ao passar da margem côncava para a margem convexa oposta.

Na margem côncava ocorre a erosão do material, que tende a ser depositado na próxima margem convexa da curva seguinte, a jusante, e não na margem oposta. Neste processo formam-se a fácies designada por **barra em pontal** ou **barra de meandro** (**point bar**).

Em virtude da contínua erosão do banco côncavo e sedimentação no banco convexo, o canal está sempre migrando lateralmente resultando numa deposição por acreção lateral. Os depósitos individuais de barras de pontal medem entre 1 a 3 m de espessura nos rios pequenos e 10 a 15 m nos maiores.

Estas barras assumem importância porque dentro de todo o sistema representam o maior volume de sedimentos depositados numa determinada unidade de tempo. Sob o aspecto litológico, são constituídas de areias e grânulos de tamanhos tão variáveis quanto a disponibilidade da carga do rio. O lado externo do mesmo constitui uma área de erosão. Um arco de meandro engloba geralmente uma associação de muitas barras de meandro.

São encontradas sempre sobre os depósitos residuais de canais, que são formados por clastos grosseiros, de modo que as barras sempre terão uma constituição imediatamente menos grosseira e predominantemente arenosa resultando numa seqüência granodrecrescente. As estratificações cruzadas e acanaladas são comumente encontradas na porção inferior das barras, enquanto que nas porções superiores ocorrem marcas onduladas, laminações plano-paralela e camadas maciças.

#### 8.3.6.2 - Barras laterais

Ocorrem freqüentemente em canais de baixa sinuosidade, ocupando 50% do mesmo, porém sempre ligadas a uma das margens alternadamente. Elas correspondem às barras de meandro das correntes meandranes. A geometria destas é tridimensional. As mesmas dispõem-se alternadamente de cada lado do canal.

As faces de montante apresentam formas suaves, freqüentemente cobertas por macro-ondulações, enquanto que as de jusante possuem pendente de avalanche. Migram para jusante em conseqüência da contínua deposição à frente e também lateralmente.

São constituídas principalmente de areias médias a grosseiras e em alguns casos com ruditos no topo. As estruturas mais comuns são a estratificação plano-paralela (de alta e baixa velocidade) e a estratificação cruzada (Popp, 1987).

### 8.3.6.3 - Transbordamento

O transbordamento acarreta uma acumulação por acreção vertical.

Nas fácies de transbordamento, à medida que o rio aumenta seu nível por ocasião das cheias, parte de sua carga suspensa, mais grosseira, deposita-se nas margens onde ocorre uma diminuição da velocidade do fluxo, formando os depósitos de diques naturais (**natural levees**) que flanqueiam os canais. Durante as cheias, as águas ultrapassam os diques, invadindo as planícies da bacia, onde se processará a decantação do material fino em suspensão. Esse material é espalhado pela planície de inundação, originando os **depósitos de planície de inundação ou de várzea (Flood plain deposits)**. O material mais grosseiro sedimenta-se sobre o dique marginal ou junto à crevassa.

As bacias de inundação constituem depressões, normalmente, do sistema mais antigo e de meandros abandonados. Estas, às vezes são preenchidas com água, outras vezes são pantanosas. Os pântanos formam áreas de drenagem pobre, situadas junto, ou entre canais ativos ou abandonados de um cinturão de meandros. Os feixes de meandro encontram-se um pouco mais elevados em relação às bacias de inundação.

### 8.3.6.4 - Rompimento de diques naturais

Os diques naturais, são encontrados margeando os canais. Esses durante as cheias podem ser rompidos em alguns pontos, ocasionando o vazamento do rio naqueles locais, levando juntamente parte da carga de fundo, produzindo um depósito em forma de leque ou cunha conhecido como **depósito de rompimento de dique ou de espargimento de crevassa (crevasse splay deposit)**. Para esses depósitos contribuem, normalmente, os sedimentos mais grosseiros depositados fora do canal - a granulação dos diques naturais é mais fina do que aquela correspondente às barras de meandro. Entre as estruturas encontradas estão as estratificações cruzadas, estratificações plano-paralelas em sedimentos siltico-argilosos, que se alternam de forma rítmica. Ocorrem ainda marcas de ondas assimétricas e linguóides.

Fácies de rompimento de diques marginais - são em geral mais grosseiras que os depósitos de diques marginais. Com o rompimento, parte da carga de fundo espalha-se sobre a planície aluvial, cortando os diques naturais constituindo canais de material mais grosseiro (arenoso), cortando os mais finos (diques e depósitos de planície de inundação). As estruturas sedimentares mais freqüentes são: laminação plano-paralela e cruzada e laminação ondulada. A granulação diminui do canal em direção à planície.

Suguio & Bigarella (1979) salientam que, se o rompimento do dique se verificar do lado externo de um meandro, o volume de água que sai do canal é muito grande, mas a perda de sedimento será relativamente pequena, em virtude da menor disponibilidade de carga de fundo. Assim, concluem que os depósitos de rompimento de diques da margem côncava serão insignificantes, quando comparados com os da margem convexa, onde a carga de fundo es-

tá concentrada.

### 8.3.6.5 - Abandono e preenchimento de canal

O curso do rio pode mudar gradualmente devido ao crescimento de meandros e o desenvolvimento dos anastomosamentos. Pode ocorrer o abandono temporário ou permanente do canal tanto em escala regional como local (fig. 8.33). O abandono local processa-se através de atalhos (cut-off) que se desenvolvem de duas maneiras diferentes (Fisk, 1947): **atalhos de corredeira** (chute cut-off) e **atalhos em colo** (neck cut-off). O fenômeno de abandono regional é designado por avulsão.

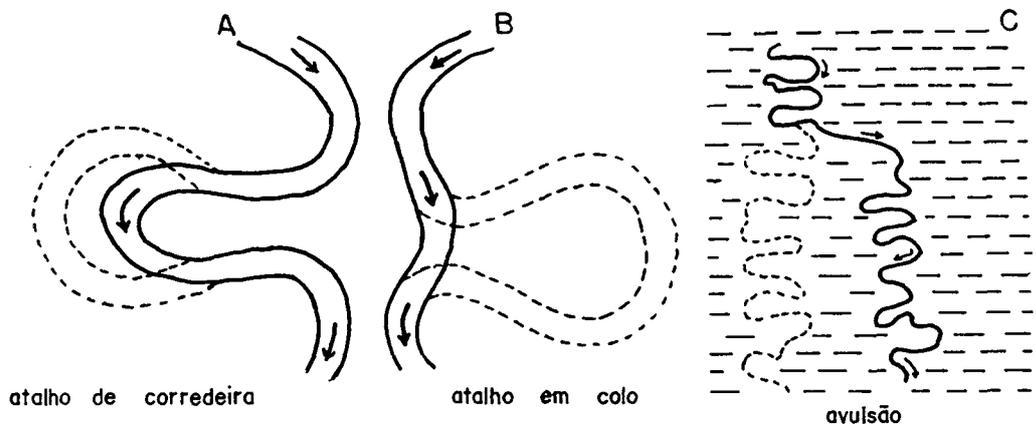


Fig. 8.33 - Diferentes tipos de abandono de canal (segundo Allen, 1965, in: Sugrue & Bigarella, 1973).

O atalhamento ocorre em rios meandrantés toda vez que a corrente pode encurtar seu curso, aumentando assim, seu gradiente. Quando um novo canal é cortado por entre as barras de meandro, aproveitando a depressão pantanosa, desenvolve-se o atalho de corredeira. O novo canal é gradualmente alargado enquanto o velho é entupido pelos sedimentos em suspensão durante as enchentes. O arco de meandro é isolado do novo curso por um tampão constituído de sedimentos da carga de fundo.

Os atalhos em colo ocorrem quando há um corte através de estreito pescoço entre duas curvas de meandro que se aproximam. O canal abandonado tem suas extremidades entupidas, formando um lago em forma de "chifre de boi". Durante as cheias este lago é progressivamente preenchido pelos sedimentos em suspensão, resultando na formação dos arcos de meandros característicos da planície de inundação.

Outro fenômeno é a avulsão, também muito comum em rios meandrantés. Ocorre quando o rio se move ao longo de um novo curso em um nível mais baixo da planície de inundação, abandonando bruscamente parte do conjunto de meandros.

A elevação local da planície de inundação é originada pela combinação da atividade de uma corrente limitada dentro do cinturão de meandro, com a deposição, formando o cordão aluvial (Fisk, 1947). A possibilidade de rompimento deste aumenta com o incremento de sua altura. Seu rompimento resulta na mudança definitiva do curso para fora do cordão aluvial original, que se

estabelece dentro de bacias marginais adjacentes, onde um novo cinturão de meandros é formado (fig. 8.33).

As formas de canal abandonado são tamponadas pela areia da carga de fundo, a montante do ponto de desvio, que é aí depositada sob a forma de um "tampão" arenoso. Com o decorrer do tempo, o lago formado pela parte remanescente do canal abandonado é preenchido por sedimentos argilosos provenientes da carga em suspensão. Estes depósitos são freqüentemente ricos em matéria orgânica carbonosa de origem vegetal.

#### 8.3.6.6 - Formação de barras de corredeiras

As barras de corredeira são características dos sistemas fluviais meandrantas, ricos em carga de fundo. Formam-se durante as enchentes pelo transporte de boa parte da carga de fundo, através de um atalho sobre as barras de meandro anteriormente formadas.

O fluxo atravessa rapidamente a corredeira em condições de regime de fluxo superior. Espraia-se no fim do canal, onde, perdendo a sua competência, deposita a carga mais grosseira sobre a barra de meandro parcialmente erodida.

#### 8.3.6.7 - Anastomosamento fluvial

O anastomosamento fluvial ocorre em rios ricos em carga de fundo, alto declive e descargas "instantâneas". Inicia-se num trecho originalmente não anastomosado, com a deposição de uma pequena barra submersa de material grosseiro durante a enchente. Esta cresce aproximadamente ao nível da planície de inundação, desenvolvendo-se com sua extensão maior para a jusante, onde o aumento de profundidade e o decréscimo de velocidade, contribuem para a sedimentação. O crescimento lateral e longitudinal da barra reduz a largura dos canais tornando-os instáveis e lateralmente erodíveis (Allen, 1965).

O aumento da profundidade dos canais permite à barra emergir como ilha aluvial, a qual torna-se estabilizada pela vegetação. Este processo, repetindo-se nos trechos divididos pode originar um canal anastomosado marcado por numerosas ilhas em seção transversal (Allen, 1965).

As barras, nos canais anastomosados são de dois tipos: longitudinais e transversais. As barras longitudinais são formadas quando a corrente é incapaz de transportar sua carga mais grosseira, depositando-a dentro do canal. Forma-se um banco submerso, que adquire expressão à medida que se aproxima da superfície da água. Este passa a constituir um obstáculo no leito, propiciando a acumulação de sedimentos mais finos a jusante. O seu incremento promove o desvio das linhas de fluxo para as duas margens do canal, que assim passam a sofrer erosão (Suguio & Bigarella, 1979).

As barras transversais desenvolvem-se pelo movimento de ondas de areia, geralmente orientadas perpendicularmente à dire-

ção do fluxo. O volume das barras transversais está diretamente relacionada com a profundidade da água, quantidade de carga e velocidade da corrente (Suguio & Bigarella, 1979).

De acordo com Smith (1970) as barras longitudinais são melhor desenvolvidas em sedimentos mais grosseiros, ao passo que, as barras transversais são tipicamente constituídas por partículas do tamanho de areia. Assim, nas cabeceiras, o padrão anastomosado é conferido, principalmente, pelo desenvolvimento de barras longitudinais; no baixo curso desses sistemas, esse padrão é consequência do maior desenvolvimento de barras transversais.

### 8.3.7 - Sedimentos de origem fluvial

De acordo com Suguio & Bigarella (1979), os depósitos fluviais podem, grosso modo, ser reunidos em três grandes grupos:

1) os depósitos de canal - formados pela atividade do canal, compreendendo os depósitos residuais e aqueles das barras de meandro, barras de canais e dos preenchimentos de canais;

2) os depósitos dos bancos, incluindo aqueles dos diques naturais e os dos rompimentos de diques e;

3) os depósitos das bacias de inundação.

Os sedimentos fluviais compreendem diversos tipos de depósitos que diferem, principalmente, na textura e nos tipos de estruturas sedimentares. O clima e a tectônica são considerados os principais fatores que controlam os comportamentos dos rios e que regem todos os aspectos da sedimentação fluvial, embora a influência desses fatores seja evidente somente em termos globais.

Os detalhes de estratificação comumente refletem uma resposta ao regime fluvial resultante das mudanças climáticas e conseqüentes implicações na hidrodinâmica fluvial, principalmente às relacionadas às mudanças de geometria do canal: gradiente, largura, profundidade e padrão.

Os depósitos de origem fluvial são distinguidos em dois conjuntos básicos: **sedimentos de vales aluviais** e **sedimentos de leques aluviais**.

#### 8.3.7.1 - Sedimentos de vales aluviais

Os vales fluviais são as principais vias por onde se deslocam os sedimentos a partir de suas fontes clásticas em direção aos oceanos. No percurso os sedimentos podem ser temporariamente "armazenados" em camadas das planícies de inundação ou nos canais. Caso ocorra uma mudança climática ou algum fenômeno tectônico, o vale pode ser preenchido, ficando os sedimentos depositados, preservados no registro geológico.

Os sedimentos fluviais podem ser classificados em relação aos seus ambientes e subambientes deposicionais.

### 8.3.7.1.1 - Depósitos de canal

Formados por processos sedimentares atuantes dentro do canal, são constituídos pelos sedimentos mais grosseiros do sistema fluvial, isto é, areias e seixos da carga de fundo.

#### A - Depósitos residuais de canal

Os depósitos residuais de canal (**channel lag deposits**), formam-se com freqüência em ambientes submetidos a regime de fluxo superior.

Em rio de canal meandrante, esse tipo de depósito é constituído por sedimentos grosseiros, conglomeráticos, selecionados e deixados como acumulação residual nas partes mais profundas dos leitos. Normalmente a forma destes depósitos é lenticular e, quando constituídos de cascalhos, formam os conglomerados basais das seqüências fluviais antigas. Na ausência de cascalho, durante as cheias, o leito do canal pode ser escavado e preenchido por ondas de areias migrantes.

Em rios retilíneos, devido à ausência de processos sedimentares geradores de outros tipos de barras, a deposição da carga de fundo fica restrita ao leito do canal. Tais depósitos são constituídos predominantemente por areias ricas em estratificação cruzada acanalada de escala moderada a grande.

Os depósitos residuais acumulam-se em manchas descontínuas de pequena espessura que podem ser cobertas por sedimentos mais finos e então preservadas. Estes situam-se na parte mais profunda do canal ou de uma seqüência de sedimentos de barra de meandro.

Canais previamente estabelecidos podem ser aprofundados por descargas elevadas ou pela facilidade de erosão do leito (Sykes, 1937). A erosão pode estender-se sobre amplas escalas, desde o aprofundamento de uma seção inteira até as pequenas estruturas de varrimento. Muitos "varrimentos" (**scour**) tomam a forma de "canais em canais". De acordo com NEDECO (1959) e Leopold & Wolman (1960) os altos estágios fluviais comumente causam o varrimento do fundo nos "poços" (**pool**) e a sedimentação nas "corredeiras" (**rifle**). Já os baixos estágios, ao contrário, causam a sedimentação nos "poços" e erosão nas "corredeiras".

São encontrados no leito de muitos rios que correm em terrenos acidentados depósitos rudáceos constituídos por seixos, blocos e até matacões. Neste caso, o material mais grosseiro não constitui propriamente a carga do rio. Este é proveniente do manto do intemperismo, transportado por processos de movimento de massa, das vertentes para o fundo do vale. Este material pode ser facilmente transportado pelas torrentes de lama. Entretanto a ação fluvial dificilmente consegue transportá-lo, mesmo nas maiores enxurradas. Somente o material mais fino é passível de transporte regular. Dessa forma, os detritos finos do manto coluvial são eliminados, permanecendo no leito do rio um depósito residual extremamente grosseiro.

Depósitos dessa natureza foram amplamente verificados na área de estudo, representando remanescentes de condições climáticas diferentes das atuais e regime hidrológico do tipo semi-árido ou mais seco, com chuvas concentradas. Na área, além da presença de matacões de dimensão e quantidade consideráveis, foram arrastados inúmeros troncos de árvores, que se encontram atualmente incorporados aos depósitos, testemunhando as ocorrências de movimentos de massa (figs. 10.30 e 10.31).

O deslocamento dos seixos no leito do rio de menor gradiente, ocorre durante as cheias por rolamento, com o eixo maior perpendicular ao fluxo. Quando o fluxo diminui rapidamente de velocidade, o seixo que vinha sendo transportado por rolamento, estaciona mantendo seu eixo perpendicular à corrente (Bigarella & Becker, 1975; Becker, 1976). Nas águas baixas foi verificada uma tendência dos seixos para imbricação, inclinando seu eixo longo para montante. Nos rios de maior gradiente o deslocamento dos seixos é mais efetivo realizando-se, muitas vezes, de forma mais contínua.

## B - Depósitos de barras de meandro

As barras de meandro (**point bars**) são, normalmente, constituídas de sedimentos arenosos, siltico-argilosos ou conglomeráticos, com proporções menores de seixos em relação aos depósitos residuais de canal. Estes depósitos apresentam-se pobremente ou mais ou menos selecionados granulometricamente.

Os depósitos de barras de meandro jazem sobre depósitos residuais de canal. A barra é composta por unidades litológicas cuja espessura individual representa uma fração de sua altura vertical, medida entre o leito do canal e o topo da ondulação. Uma seqüência de barras corresponde a uma série de camadas concordantes inclinadas em direção ao canal, cuja inclinação aumenta em direção ao centro deste. Seqüências de barras de meandro têm espessura total equivalente à profundidade do canal, variando entre 5 a 20 m, podendo localmente atingir 30 m (Suguio & Bigarella, 1979).

As barras de meandro apresentam grande complexidade estrutural e várias seqüências entrecruzadas, em virtude da ação divagante do canal fluvial (fig. 8.34).

A composição e o tamanho do grão dos sedimentos deste tipo de depósito, dependem do tamanho do material disponível. Se este for composto de ampla gama de tamanhos de grãos, a granulometria da barra decresce seção acima. As barras de meandro são caracterizadas por seqüência vertical de **decrécimo ascendente (fining upward)** da granulometria. Este, também designado de estratificação gradacional, ocorre



Fig. 8.34 - Barras de meandro. Planície de inundação do Rio da Madre (adaptado de Dzubek, inédito).

em virtude de um equivalente decréscimo da competência da corrente.

A presença de camada de sedimentos finos siltico-argilosos (lama), marca o topo de uma seqüência geneticamente relacionada (Reineck & Singh, 1973). Essas formam uma fina cobertura. Quando o rio transporta cascalho e areias, a sucessão sedimentar compreende: cascalho, areia grosseira e areia fina e silte no topo. Quando o transporte envolve somente material fino, a sucessão compreende areia fina próximo ao fundo e lama e sedimentos argilosos próximo ao topo. No registro estratigráfico, a parte superior finamente granulada pode ser erodida antes da deposição da seqüência seguinte, de forma que, apenas seqüências incompletas são preservadas (Reineck & Singh, 1973).

Nas barras de meandro, depósitos arenosos com estratificação e laminação cruzadas são predominantes. A maior parte destes foi sedimentada durante as cheias e, principalmente, nas vazantes.

"A deposição lateral constrói o banco interno do canal para contrabalançar as perdas do banco externo. Devido à migração do canal, o talvegue estende lateralmente uma superfície de erosão sobre a qual são depositados os sedimentos do banco interno. Durante a deposição da barra de meandro, de acordo com os esforços tangenciais sobre o fundo, são originadas macro-ondulações, micro-ondulações, camadas planas e mesmo antidunas, dependendo da potência do fluxo e da granulometria da carga" (Suguio & Bigarella, 1979).

A deposição lateral nos canais meandrantés é ainda pouco conhecida. Considerando-se um modelo quantitativo, ainda que este não seja inteiramente satisfatório, pode-se compará-lo com os membros grosseiros dos ciclos fluviais, cuja granulação diminui para cima, conhecido das rochas devonianas da Europa e América do Norte (Allen, 1963a, b, c; Allen 1964a, b; Allen 1965; Allen & Friend, 1968; Moody-Stuart, 1966).

Estes membros grosseiros foram considerados como depositados pelo processo de acreção lateral, sendo constituídos no máximo de 4 fácies sedimentares principais: 1) conglomerado intra-formacional; 2) arenito com estratificação cruzada; 3) arenito com camadas plano-paralelas; 4) arenito com micro-laminações e siltito grosseiro. Os arenitos com estratificação cruzada são de granulação média a fina e revelam características de deposição pelas macro-ondulações. Os arenitos com estratificação plana são de granulação fina ou muito fina, sendo concebidos como depósitos formados em regime de fluxo superior. Os arenitos com laminação cruzada mostram textura muito fina. O exame das várias seções possibilita inferir sobre o tipo de sinuosidade do canal (Suguio & Bigarella, 1979).

Os modelos constituem simplificações de situação física natural complexa, que em virtude do grande número de variáveis, exige cuidado nas interpretações, admitindo diversas soluções para o problema. Contudo, algumas generalizações são possíveis no exame do modelo. Todas as variantes do modelo predizem, por exemplo, que a proporção de arenitos planos num membro grosseiro au-

menta com o decréscimo da sinuosidade do canal. Esta é uma constatação importante, uma vez que o grau de sinuosidade aumenta com a distância da área fonte (Allen, 1970).

Quando a estratificação e a laminação cruzadas são as únicas estruturas no membro grosseiro, pode-se inferir que o canal possuía sinuosidade acentuada (meandrante) e, portanto, situado não muito longe do seu nível de base. Um aumento de sedimentos com estratificação cruzada no membro grosseiro indica um aumento da potência da corrente, mas também pode ser devido a um aumento da profundidade do canal ou de sua inclinação, ou ainda de ambos (Allen, 1970).

A composição granulométrica dos depósitos é variada, verificando-se a presença de sedimentos mais finos no topo da seção. As unidades individuais apresentam-se descontínuas e com padrão lenticular. Na parte inferior da seção ocorre, com maior freqüência, estratificação cruzada e estruturas de corte e preenchimento. Acima encontra-se uma zona de laminação cruzada, seguida de camadas com estratificação paralela. Os estratos horizontais que, eventualmente, ocorrem entre as macro e micro-ondulações têm sido interpretados como pertencentes ao regime de fluxo superior. Contudo, Reineck & Singh (1973) consideram estes estratos como depositados de "nuvens" de material em suspensão, devido ao decréscimo de turbulência ou flutuações na velocidade da corrente. Os sedimentos, em sua maior parte, seriam depositados durante a última fase de uma cheia, quando as águas estariam baixando e a velocidade e competência do fluxo estariam diminuindo. Estes fatos resultariam na ocasional deposição da areia em suspensão na forma de laminações horizontais (Reineck & Singh, 1973).

Considerando um perfil ideal, o topo das barras de meandro seriam constituídos por camadas sílticas e síltico-argilosas. Este, entretanto, nem sempre encontra-se bem desenvolvido. "Algumas vezes as laminações de micro-ondulações ascendentes podem estar presentes junto com a estratificação cruzada de grande porte. As flutuações do regime fluvial produzem aumento e diminuição de energia ambiental tornando a sedimentação complexa" (Suguio & Bigarella, 1979). Uma seqüência ideal com decréscimo ascendente da granulação e das estruturas primárias das barras de meandro encontra-se ilustrada na figura 8.35.



Fig. 8.35 - Decréscimo ascendente de granulação e das estruturas primárias encontradas nas barras de meandro, em condições ideais (baseado em Reineck & Singh, 1973, in: Suguio & Bigarella, 1979).

### C - Depósitos de barras de corredeiras

Depósitos de barras de corredeiras (chute bar deposits), estão relacionados com o processo de formação de atalhos de corredeiras e são constituídos por areias provenientes da carga de fundo, depositada sobre a parte basal das barras de meandros. A abundância de camadas com estratificação cruzada de ta-

manho moderado a grande, reflete as condições de regime de fluxo inferior. A corredeira, onde predomina o regime de fluxo superior, é preenchida por depósitos residuais, comumente seixos, intercalados com argilas com estratificação paralela, provenientes da carga suspensa da enchente anterior (fig. 8.36).

O processo de formação das barras de corredeira modifica consideravelmente, por interrupção, a seqüência vertical da barra de meandro. A sedimentação da mesma não se completa, sendo a porção basal grosseira, com acanalamentos e camadas frontais de grande escala, seguida pelos depósitos de barras de corredeira, ricos em estratos frontais de grande tamanho. Assim, não se caracteriza o decréscimo ascendente da textura e diminuição do tamanho das estruturas sedimentares.

Os depósitos de corredeira são desenvolvidos nos sistemas fluviais caracterizados por rios meandrantes ricos em carga de fundo e baixa relação carga suspensa/carga de fundo.

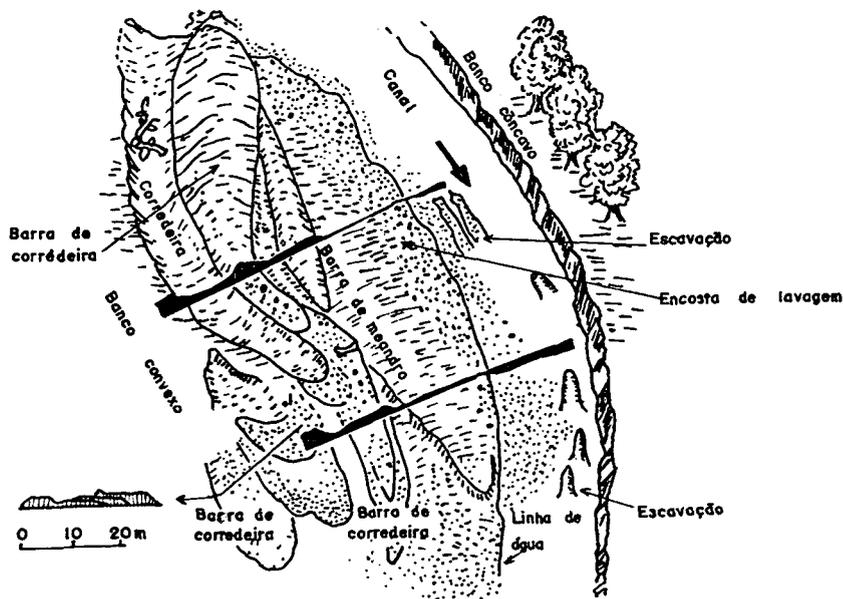


Fig. 8.36 - Associação entre depósitos de barra de meandro e barra de corredeira (segundo McGowen & Garner, 1970, in: Suguro & Bigarelli, 1979).

#### D - Depósitos de barras longitudinais e transversais

Em rios anastomosados a carga de fundo é depositada como barras longitudinais e transversais, durante as fases de escoamento rápido. Os sedimentos gradam de areias a seixos finos. A textura é variável, podendo apresentar-se com grãos pobremente selecionados, com areia e silte intersticiais em abundância, até areias bem selecionadas (Doeglas, 1962).

As barras transversais, desenvolvidas pela migração de ondas de areia, são caracterizadas internamente por camadas frontais de diversos tamanhos. Já as barras longitudinais, apresentam internamente estratificação horizontal flanqueada lateralmente e a jusante, por camadas frontais. As estruturas de acanalamentos de pequeno tamanho, que preenchem pequenas cavidades de escavação do leito do rio, não são muito comuns em depósitos de rios anastomosados.

#### E - Barras de canal e depósitos de rios anastomosados

Barras anastomosadas e barras ou ilhas de canais são características dos rios anastomosados. Normalmente, os rios

anastomosados com gradiente elevado apresentam sedimentos grosseiros. O anastomosamento com sedimentos finos pode ocorrer no curso inferior de grandes rios com alta descarga de sedimentos finos (Coleman, 1969).

A deposição nas barras de canal é controlada por processos de acreção lateral e vertical, associados ao corte e abandono de canais (Reineck & Singh, 1973). A inclinação de uma barra de canal é muito mais acentuada para montante do que para a jusante. A migração da barra, corrente abaixo ou lateralmente, ocorre pela deposição de estratos frontais. Sobre estas barras encontram-se diversas formas de leito, entre as quais, as macro-ondulações, que são responsáveis pela migração da mesma para jusante. Nas barras de canal, a deposição principal ocorre durante as cheias.

Dois tipos de barras de canal anastomosado são referidos: 1 - barras de material grosseiro, bem desenvolvidas em rios de gradientes acentuados; 2 - barras de material finamente granulados, desenvolvidas no curso inferior de rios com cargas elevadas de sedimentos e descargas sazonais grandes (Reineck & Singh, 1973).

Doeglas (1962), a partir de estudos realizados nas regiões montanhosas, sobre a formação de barras de canal nos rios Durance e Ardèche, elaborou a seqüência esquemática para depósitos de rio anastomosado (fig. 8.37).

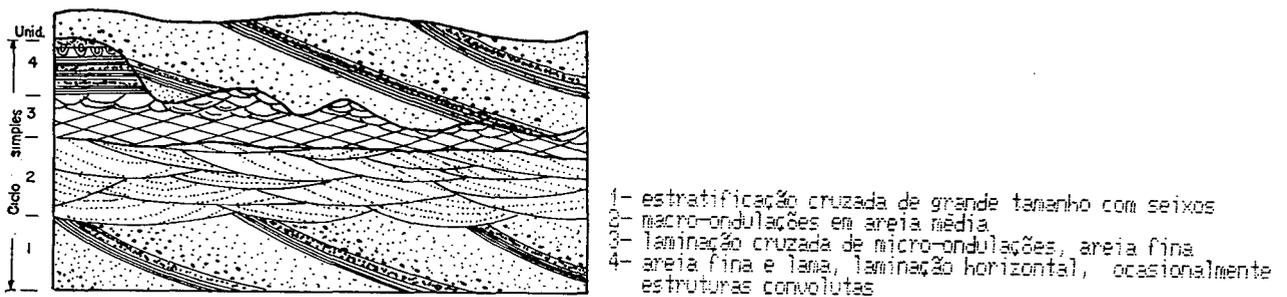


Fig. 8.37 - Seqüência esquemática de um depósito de rio anastomosado (baseado em Doeglas, 1962, in: Sugio & Bigarella, 1979).

Nos canais cortados e isolados depositam-se sedimentos siltico-argilosos e, ocasionalmente, areia fina. Nos canais de regiões montanhosas íngremes predominam os sedimentos grosseiros, embora neles possam ocorrer toda gama de granulação desde seixos até argila.

#### 8.3.7.1.2 - Depósitos de Transbordamento

Desenvolvidos por processos sedimentares atuantes fora dos canais, incluem os sedimentos mais finos do sistema, acumulados por acréscimo vertical.

##### A - Diques naturais

Estes constituem, em seção transversal, cordões sinuosos, grosseiramente triangulares, mais altos perto da margem do

canal, onde formam bancos íngremes, afinando em direção das bacias de inundação.

Os sistemas fluviais de alta relação carga suspensa/carga de fundo favorecem o desenvolvimento dos diques naturais. Estes são melhor desenvolvidos nos bancos côncavos, o que raramente acontece no lado convexo. Nos rios retilíneos são bem desenvolvidos em ambas as margens.

Os diques formam-se quando a corrente transborda sobre os bancos, depositando a fração mais grosseira da carga suspensa (siltes e areias finas). Ao transbordar, a velocidade da corrente diminui, de modo que nem toda carga prévia pode ser transportada. Os sedimentos mais grosseiros depositam-se próximo aos bancos, decrescendo a granulometria e a taxa de deposição em direção à bacia de inundação. A formação dos diques naturais é considerada responsável, em grande parte, pela sobrelevação dos cordões aluviais acima do nível geral da planície de inundação.

As dimensões (extensão, espessura) dos diques naturais estão relacionadas, principalmente, ao tamanho do rio, à granulometria de sua carga e ao volume de descarga durante as enchentes. A quase totalidade dos rios possuem diques marginais, exceto algumas correntes meandrantas.

A granulação dos diques naturais assemelha-se àquela correspondente da parte superior das barras de meandro. O mesmo ocorre com as estruturas sedimentares, verificando-se a presença de estratificação cruzada de micro-ondulações, laminações de micro-ondulação ascendente, acamamento horizontal, camadas de sedimentos siltico-argilosos com laminação paralela e, localmente, estratificação cruzada de macro-ondulações. Depósitos de diques naturais em canais fortemente meandrantas, apresentam geometria extremamente complexa (Suguio & Bigarella, 1979).

Nos diques naturais as camadas arenosas alternam-se com sedimentos siltico-argilosos. Estas unidades apresentam espessuras variáveis. A proporção dos sedimentos siltico-argilosos é maior nos depósitos de diques naturais do que nas barras de meandro. São encontradas, com frequência, na superfície das camadas, gretas de contração e impressões de gotas de chuva (Reineck & Singh, 1973). Os sedimentos apresentam boa porosidade e permeabilidade, favorecendo as condições oxidantes e o desenvolvimento de cores amarelas e alaranjadas.

A inundação dos diques acontece poucas vezes durante o ano, permitindo o desenvolvimento de uma vegetação abundante. O crescimento desta e a expansão do sistema radicular causam a destruição da maior parte das estruturas sedimentares. Por outro lado, detritos vegetais são incorporados aos sedimentos, verificando-se considerável atividade pedogenética na parte superior dos depósitos. Observa-se, com frequência, grande variedade de estruturas sedimentares de origem orgânica.

O reconhecimento dos depósitos antigos pode ser auxiliado pela posição dos diques em relação às areias de canal, a qual indica se aqueles estão dispostos lateralmente ao canal dos distributários retilíneos das planícies deltaicas, ou se estão

sobrepostos às barras de meandro em rios meandrantos pelíticos (Suguio & Bigarella, 1979).

## B - Depósitos de bacias de inundação

Os sedimentos das bacias de inundação (**flood basin deposits**) são de natureza siltica e argilosa, provenientes da carga em suspensão após o transbordamento (enchentes). Na seqüência depositam-se areias muito finas, seguidas de siltes e finalmente de argilas.

Estes depósitos têm sua extensão e desenvolvimento controlados, principalmente, pelo padrão e forma dos canais. A formação de depósitos espessos é dificultada tanto pela migração lateral dos canais anastomosados, como pelo rápido deslocamento daqueles meandrantos. Em tais condições formam-se depósitos de camadas finas (siltico-argilosas) intercaladas com depósitos de canais (areno-silticos). Em canais menos móveis, a deposição nas bacias de inundação é mais espessa (Reineck & Singh, 1973).

Em climas úmidos, as planícies de inundação apresentam-se úmidas, com o desenvolvimento de intensa vegetação. Nos pântanos é favorecida a formação e a acumulação de depósitos de turfa. A estes depósitos encontram-se associadas as estruturas de marcas de raízes, tubos de vermes, etc.

Em regiões, principalmente costeiras, onde vários rios juntam-se, formam-se, entre os diques naturais, grandes bacias de inundação, particularmente pantanosas, onde também podem ocorrer lagos rasos. Nessas áreas, formam-se espessos depósitos argilosos, com acumulação de matéria orgânica, principalmente vegetal.

Nas regiões extremamente quentes, há pequena incorporação de matéria orgânica nos sedimentos, não ocorrendo o desenvolvimento de áreas pantanosas. Nessas condições, se a enchente for vagarosa, podem formar-se lagos salinos. No caso de evaporação alta, os sais podem incorporar-se aos sedimentos (Reineck & Singh, 1973).

Entre todos os sedimentos aluviais, os das bacias de inundação são os mais finos. Nos sedimentos depositados em cada enchente pode se verificar um ligeiro decréscimo ascendente da granulação. As argilas, após as cheias, devido à exposição sub-aérea, desenvolvem estruturas de gretas de ressecamento. Entre outros aspectos superficiais cita-se, ainda, impressões de gotas de chuva. Em climas áridos, ocorrem nódulos de carbonatos, concreções de ferro e sais alcalinos, devido à evaporação.

Os sedimentos finos da bacia de inundação podem entrar em contato com os sedimentos arenosos dos canais de forma abrupta ou transicional. O contato é gradacional quando relacionado à presença de depósitos de rompimento de diques, os quais podem atingir as bacias de inundação.

A deposição nas planícies de inundação ocorre em ambientes de energia muito baixa, dando origem a depósitos caracte-

rizados por laminações paralelas.

Os corpos sedimentares são alongados, tabulares e possuem comprimento duas a oito vezes maior do que a largura. Ocorre um decréscimo ascendente de granulometria de siltes argilosos e argilas silticas. Em geral, formam litossomas mais ou menos homogêneas. A taxa de sedimentação, normalmente baixa, é de 1 a 2 cm por enchente (Reineck & Singh, 1973). Contudo, pode atingir até 50 cm, como na enchente catastrófica de Tubarão (SC) em 1974 (Bigarella & Becker, 1975).

Os depósitos de transbordamento mostram tendência para apresentar cores avermelhadas (Krynine, 1950; Dunbar & Rodgers, 1957), porque fora da estação das enchentes permanecem expostos à oxidação subaérea. Porém, é também comum o desenvolvimento de folhelhos pretos, carbonosos e turfeiras em áreas mal drenadas. Neste caso, os sedimentos adquirem coloração cinza escura a preta.

Os depósitos de planície de inundação ocupam volumes consideráveis nos sistemas fluviais meandrantés de alta taxa de carga suspensa/carga de fundo e nos distributários deltaicos.

### C - Depósitos de planície de inundação

Os depósitos de planície de inundação (**flood plain deposits**) abrangem não apenas os depósitos de bacia de inundação, como também uma série de outros depósitos ligados ao transbordamento do canal durante as cheias. Nas regiões de clima úmido, como em grande parte do Brasil, as planícies de inundação com bacias de inundação caracterizam a paisagem do fundo de vale. Nas regiões de climas mais severos, do polígono das secas, as planícies de inundação apresentam características diversas.

Nas partes mais baixas da planície de inundação predomina a sedimentação clástica e periódica, consistindo os depósitos sobretudo em silte e argila transportados em suspensão por águas que fluem com velocidades inferiores às do canal. As lamelas apresentam-se finamente laminadas e possuem intercalações de areia; em certos casos, essas areias mostram estratificação de migração de marcas onduladas, mas geralmente são horizontalmente laminadas. A lama acamada em uma enchente não ultrapassa, em geral, uns poucos centímetros de espessura.

Se a velocidade do fluxo fora do canal atingir 40 ou 50 cm/s, os depósitos passam a incluir boa porcentagem de areia. Nestes casos, os depósitos de planície de inundação tornam-se semelhantes àqueles dos diques naturais, sendo, portanto, de difícil diferenciação. Contudo, as condições necessárias para tal, não permitem aos diques naturais um bom desenvolvimento.

A sedimentação inicia-se com areia, tornando-se posteriormente siltica. O grau de seleção dos sedimentos da planície de inundação é relativamente bom, com tendência para decréscimo ascendente em cada ciclo de cheia. Ocasionalmente nota-se intercalada nos sedimentos finos a presença de mais de uma camada grosseira depositada numa única enchente, o que indica provavel-

mente flutuações durante a cheia. Encontram-se incorporados aos sedimentos das planícies de inundação, abundantes detritos vegetais. Os horizontes de solos, normalmente, apresentam-se bem desenvolvidos (Reineck & Singh, 1973).

Os depósitos de lagoas de planície de inundação aparecem no registro estratigráfico como lentes delgadas de argila carbonosas inclusas nos siltitos da paleoplanície de inundação (Mendes, 1984).

Predominam estratos planos aproximadamente horizontais em sedimentos grosseiros, que associados à ausência de laminações de micro ou macro-ondulações indicam deposição por correntes de velocidade relativamente altas do regime de curso superior. Quando depósitos de laminação ondulada ascendente recobrem sedimentos com estratificação paralela, há uma indicação de passagem para um regime de fluxo de menor velocidade (Suguio & Bigarella, 1979).

O regime de menor energia é responsável pela formação de: 1-laminação ondulada ascendente; 2- estratos frontais da estratificação cruzada de tipo planar e 3-laminação convoluta.

A laminação ondulada ascendente ocorre em ambientes onde existe abundância de sedimentos em suspensão e nos quais a água flui numa fase lenta do regime de menor energia (McKee, 1966; McKee et al., 1967). Este tipo de estrutura representa velocidades inferiores àquelas das fortes enchentes responsáveis pela deposição dos estratos planos. Sua ocorrência caracteriza a fase de diminuição da intensidade da grande enchente. Nos lugares onde o fluxo transportador dos sedimentos atinge maiores profundidades e onde as águas passam a mover-se com velocidades menores, ocorre a estratificação cruzada tabular planar (Suguio & Bigarella, 1979).

As camadas de areia com estratificação paralela apresentam inclinações menores que 5° e raramente maiores que 10°. Na margem dos depósitos arenosos são encontrados estratos cruzados frontais. Nos depósitos arenosos das enchentes poucas estruturas erosivas são encontradas. Entre os estratos paralelos ocorrem truncamentos em ângulo raso. Estruturas de escavação e preenchimento são raras (McKee et al., 1967).

#### D - Estruturas convolutas

A laminação convoluta é relativamente comum em muitos depósitos de planície de inundação, principalmente, nos diques naturais e nos depósitos de transbordamento. A formação deste tipo de estrutura é associada a um estágio tardio da enchente, quando a velocidade das correntes diminui e os sedimentos encontram-se em condições de areia movediça (McKee et al., 1967).

#### 8.3.7.1.3 - Depósitos transicionais

Os depósitos transicionais originam-se por processos sedimentares típicos de um dos grupos anteriores (sedimentos de vales aluviais e depósitos de transbordamento), atuando em am-

bientes característicos do outro. Pertencem a este grupo os depósitos de rompimento de diques e preenchimento de canais abandonados.

#### **A - Depósitos de rompimento de diques**

Depósitos de rompimento de diques (**crevasse splay deposits**) ocorrem durante as enchentes quando grande quantidade de água e sedimentos fluem nas bacias adjacentes de inundação através dos canais abertos sobre os diques naturais.

Esses depósitos, dependendo do tamanho da corrente podem atingir centenas de metros de largura e espessuras entre algumas dezenas de centímetros até poucos metros. São depósitos de forma sinuosa ou lobada, relativamente delgados. São formados pela carga de fundo e representam os sedimentos mais grosseiros depositados fora do canal em vales fluviais, o que os classificam como transicionais.

Os sedimentos mais grosseiros, normalmente não ultrapassam a granulação de areia, sendo depositados dentro dos principais canais de rompimento. Estes exibem um padrão distributário do tipo deltaico. Uma fração significativa da carga de fundo espalha-se sobre as planícies de inundação. Esta forma um depósito mais ou menos tabular, geralmente com menos de 30 cm de espessura, com granulação areia fina a média, moderadamente selecionada. A carga suspensa deposita-se por último em gradação com os depósitos de planície de inundação.

"A deposição é relativamente rápida, mas a fácies pode ser construída durante várias enchentes. Eventualmente, a fenda original de rompimento pode tornar-se um ponto de avulsão com o estabelecimento de um novo curso" (Suguio & Bigarella, 1979).

As estruturas sedimentares mais freqüentes são estratificações cruzadas acanaladas e com camadas frontais, marcas onduladas assimétricas, apresentando no topo uma configuração de pequeno sistema distributário anastomosante. São também encontradas marcas onduladas ascendentes e estratos paralelos. Sedimentos siltico-argilosos recobrem camadas arenosas. Ocorrem comumente estruturas de escavação e preenchimento e restos de vegetais são comuns. A fácies de depósitos de rompimento de diques associada a outras contribui na identificação de sistemas fluviais de distributários deltaicos (Suguio & Bigarella, 1979).

#### **B - Depósitos de preenchimento de canal**

Representam a sedimentação e o preenchimento de canais abandonados pelos rios. Encontram-se, com freqüência, associados a rios meandrantés, pela tendência destes de cortar atalhos, seja através de corredeiras, em colo ou por avulsão.

Muitos canais abandonados tornam-se verdadeiros lagos com baixa taxa de sedimentação. Aqueles formados pelo processo de atalho de corredeira são relativamente pequenos e menos curvos,

quando comparados aos originados por atalhos em colo. Rios efêmeros, em climas áridos, também apresentam freqüentemente depósitos de preenchimento de canais.

No início, junto às áreas de atalho, a sedimentação nos canais abandonados é rápida. Com o bloqueio progressivo do canal isolado esta diminui. Durante as enchentes, deposita-se o material fino. Nos lagos formados, depositam-se, principalmente, argila e matéria orgânica. A colmatação por sedimentos e maior desenvolvimento da vegetação origina um banhado que se transforma em terreno pantanoso, o qual pode ser soterrado por nova fase de sedimentação (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos de preenchimento de canais são formados principalmente por areias silticas, siltes arenosos e argilas silticas. Unidades finas e grosseiras podem estar intercaladas a montante nas proximidades do atalho. As camadas podem apresentar laminações finas ou laminações cruzadas; gretas de contração são raras (Suguio & Bigarella, 1979).

A distinção entre os depósitos de canal e aqueles das áreas adjacentes da planície de inundação pode, em muitos lugares, ser feita pelas estruturas dos estágios finais da enchente. Nos canais de correntes são comuns a estratificação cruzada festonada de tamanho médio a grande e as macro-ondulações, devido ao fluxo concentrado. Tais estruturas, contrastam com as laminações de ondulação ascendente e as estruturas convolutas dos depósitos de cobertura formados durante a diminuição da sedimentação no plano aluvial (McKee et al., 1967).

#### 8.3.7.1.4 - Depósitos de leques aluviais

A deposição destes tem lugar no ponto onde o gradiente fluvial diminui abruptamente no limite do relevo acidentado. Em geral os mesmos ocorrem um ao lado do outro, coalescendo posteriormente e originando extensos planos inclinados, conhecidos como piemontes aluviais.

Os depósitos de leques aluviais são mais comumente relacionados com rios anastomosados de montanha, dos quais constituem depósitos terminais. Originam-se igualmente nas *bajadas* de desertos, associados com os depósitos de dunas e de playa. Ocorrem também nas regiões periglaciais e noutras onde as condições locais impõem uma redução drástica de velocidade no fluxo de água doce. Nas planícies costeiras, como na estudada, ocorre quando as montanhas aproximam-se das mesmas.

Depósitos desta natureza originam-se por fluxos torrenciais ou enxurradas produzindo depósitos em lençol ou confinados. São agentes atuantes na deposição dos leques as enxurradas (*sheetfloods*), fluxos em canais confinados (*streamfloods*) e correntes em pequenos cursos d'água (*stream*) (Popp, 1987).

"Os depósitos de leques aluviais são constituídos de ciclos de **decréscimo ascensional** (*fining upward*) mais abreviados e mais grosseiros do que as seqüências sedimentares dos vales aluviais. Estes ciclos são presumivelmente formados quando as

correntes anastomosadas fluem sobre a superfície do leque. A parte basal de alguns ciclos podem ser formadas por verdadeiras **brechas de corridas de detritos**. Recentemente, muitos estudos foram realizados para mostrar as variações radiais, mais do que as variações verticais no interior dos sedimentos dos leques aluviais. Os depósitos grosseiros, conglomeráticos, próximos ao ápice do leque, gradam externamente para depósitos mais arenosos e finalmente para depósitos de lama" (Suguio & Bigarella, 1979).

As fácies dos depósitos de leques aluviais caracterizam-se comumente por fragmentos grosseiros, porém, em condições excepcionais, podem ser formadas de detritos finos. São compostos por partículas cujos tamanhos variam normalmente de matações a argilas. As variações de tamanho e forma das partículas, nestes depósitos, ocorrem de forma abrupta (Suguio & Bigarella, 1979).

Um decréscimo exponencial no diâmetro máximo dos seixos contidos a partir do ápice ocorre, tanto para os **depósitos de correntes** (subaquáticos) como para os de **corridas de detritos**. Este é o resultado de uma incipiente seleção que ocorre durante o transporte.

Em alguns leques são comuns bolas de argila englobando seixos (**armoured mud balls**). Os tamanhos destas bolas é referido como variando de 2 a 50 cm. A matriz que envolve os seixos é constituída de areia ou argila, de origem primária ou secundária (Suguio & Bigarella, 1979).

Na área estudada, foram registradas bolas de um material areno-siltico-argiloso envolvendo não apenas seixos (figs. 10.14 e 10.15) como também um matacão (fig. 10.30-Perfil F1 10).

A predominância de arcósios e grauvacas em depósitos de leques aluviais, refletem mais ou menos diretamente a composição da área fonte. Resulta do transporte por pequena distância, de materiais com limitado intemperismo químico e pouca mistura de materiais de leques laterais adjacentes. O aumento da mistura de materiais ocorre, à medida que há o afastamento da zona do ápice, devido a coalescência de leques laterais adjacentes (Suguio & Bigarella, 1979).

Os depósitos dos leques são formados, principalmente, pelos decréscimos na profundidade e velocidade do fluxo, que resultam do aumento de largura do canal. O transporte dos materiais para os leques ocorre através de **corridas de detritos** e **fluxos aquosos**, que seguem o canal principal e emergem em nível acima da superfície, próximo ao ponto médio do leque, chamado "ponto de intersecção" (fig. 8.38) (Suguio & Bigarella, 1979).

Acima do ponto de intersecção, a maior parte da deposição processa-se por corridas de detritos que ultrapassam a profundidade do canal e transbordam pelas margens. Abaixo do mesmo ponto, predomina a

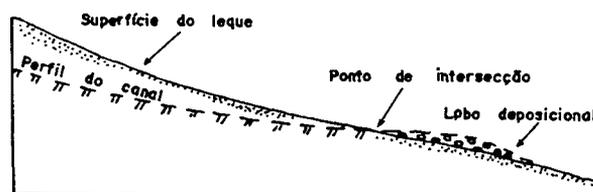


Fig. 8.38 - Esquema das relações entre o ponto de intersecção, perfil do canal e lobo deposicional (baseado em Hooke, 1967, in: Suguio & Bigarella, 1979).

deposição fluvial. O leque aluvial retrata em sua estrutura interna a geometria das corridas individuais. Depósitos subaquáticos e corridas de detritos sedimentam-se como línguas, estendendo-se radialmente, declive abaixo, a partir do ápice do leque (Suguio & Bigarella, 1979).

Outras informações sobre leques como morfologia, bem como sobre aqueles estudados na Planície do Campo de Araçatuba, podem ser encontradas nos capítulos 7 (item 7.2.2.1) e 10.

#### A - Depósitos de corridas de detritos (debris flow deposits)

Ocorrem, normalmente, durante períodos de chuvas concentradas. Sua formação é favorecida pelas seguintes condições: 1-material inconsolidado, que contenha bastante argila, que o torna escorregadio quando molhado; 2-declives bastante íngremes para induzir erosão rápida; 3-chuvas concentradas e 4-cobertura vegetal insuficiente.

As corridas de detritos ocorrem sob condições de alta densidade e viscosidade e, portanto, movem-se pela encosta, sob a forma de "espasmos". Ao se aproximar da extremidade inferior do canal fluvial, esta pode ultrapassar as margens, formando lobos de lama. Mais abaixo, ocorre seu transbordamento sobre ambas as margens do canal, originando um depósito de lençol acima do leque aluvial (Suguio & Bigarella, 1979).

Os materiais de corridas de detritos apresentam como principais características: 1- orientação caótica de calhaus e matacões, incluídos em uma matriz de material fino; 2- ocorrência deste material fino em diques, lobos e lençóis, ou em línguas, estendendo-se a partir dos depósitos em lençol; 3-contatos litológicos abruptos; 4-presença freqüente de matacões com várias toneladas; 5-corridas de lama com detritos pobremente selecionados e com baixa porosidade; 6-aumento de seleção granulométrica dos fragmentos mais grosseiros, declive abaixo; 7-argila em forma de filme, em torno dos grãos de areia e seixos, ou como matriz, preenchendo parcialmente os espaços intergranulares; 8-depósitos de corridas individuais com espessura de 30 cm ou menos até vários metros (Suguio & Bigarella, 1979).

#### B - Depósitos residuais (sieve deposits)

Quando o leque é formado por material bastante grosseiro e permeável, toda uma corrida de detritos em forma de lóbulo, pode infiltrar-se, depositando-se devido à incapacidade da água de efetuar o seu transporte" (fig. 8.39) (Suguio & Bigarella, 1979).

As características que distinguem os depósitos de corridas de detritos dos residuais são as seguintes:

1- depósitos resi-

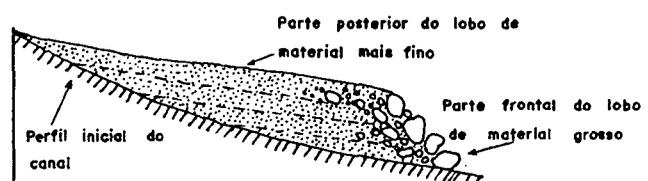


Fig. 8.39 - Representação esquemática do lobo de depósito residual (baseado em Hooke, 1967, in: Suguio & Bigarella, 1979).

duais recentes são isentos de finos, sendo constituídos de seixos e matacões;

2- os depósitos residuais raramente contêm matacões muito grandes (mais de um metro de diâmetro), encontrados em muitas corridas de lama;

3- corridas de detritos relativamente intactas podem ter 0,5 a 3 m de altura, mas em virtude da dissecação são comumente estreitos e arredondados em seção transversal;

4- os contatos das corridas de detritos são bruscos e bem definidos, e os de depósitos residuais são geralmente gradativos e sem relações de superposição;

5- as corridas de detritos podem ser seguidas por alguma distância, subindo a encosta do leque, e possuem aproximadamente o mesmo declive deste. Os depósitos residuais são mais localizados e possuem ângulos mais suaves do que o declive de leque;

6- os depósitos residuais recentes estão intimamente relacionados a um canal proveniente das cabeceiras do leque, mas os depósitos de corridas de detritos não mostram qualquer relação visível com o canal" (Suguio & Bigarella, 1979).

### **C - Depósitos transicionais (intermediate deposits)**

Depósitos desta natureza caracterizam-se pelas propriedades transicionais entre os sedimentos subaquáticos e depósitos de corridas de detritos, isto é:

1- os depósitos não possuem margens bem definidas e os sedimentos argilosos adelgaçam-se para fora até que eles parecem misturar-se com o solo;

2- esses sedimentos apresentam um grau de seleção visivelmente pobre, porém não tão extremamente pobre quanto aquele das corridas de lama;

3- a argila ocorre como filme ao redor de grãos de areia e preenchendo parcialmente os vazios intergranulares;

4 -a maioria dos depósitos transicionais possui seixos que são orientados horizontalmente, e estão concentrados na base das camadas, dando origem a uma estratificação gradacional" (Suguio & Bigarella, 1979).

### **D - Sedimentos subaquáticos**

Os sedimentos subaquáticos são depositados a partir de materiais de corridas que passam a ter menor participação de detritos. O aumento da quantidade de água faz com que os mais finos sejam eliminados.

Dois tipos de sedimentos subaquáticos são encontrados em leques aluviais: lençóis de areia e silte e areia e cascalho.

Os lençóis de areia e silte, bem selecionados, com cerca de 6% de matriz argilosa, são depositados pela rede de canais anastomosados. Estes sedimentos podem ser maciços ou apresentar laminações e estratificações cruzadas. Um exemplo são os fragmentos placóides de folhelhos que apresentam orientação preferencial horizontal ou imbricação. Os depósitos em lençol não possuem margens distintas e as espessuras diminuem lateralmente, até se

transformarem em finos filmes, que se confundem com os materiais subjacentes (Suguio & Bigarella, 1979).

Os sedimentos de tipo areia e cascalho são depositados nos leitos dos canais da corrente principal. Formam depósitos grosseiros mais pobremente selecionados que os depósitos em forma de lençol (Suguio & Bigarella, 1979).

## **9 ASPECTOS PEDOLOGICOS E FITOGEOGRAFICOS**

### **9.1 - Tipos de Solos**

Não existe para a área de estudo levantamento de solo detalhado, apenas levantamentos de caráter geral, feitos para todo o Estado de Santa Catarina.

No mapeamento executado pela UFSM (1973), na escala 1:1.250.000, foram delimitadas unidades importantes. Na área de estudo, foram identificadas as Unidades de Mapeamento "Santo Amaro" (SA) e "Ilha" (I) e as Associações de Solos "Araranguá + Dunas" (Ar+Dn) e "Blumenau + Jundiaí" (Bl+J).

Neste mapeamento, os solos dos terrenos acidentados são identificados como Cambissol Distrófico ("Santo Amaro") e Podzólico Vermelho-Amarelo ("Ilha"), sendo o primeiro predominante. Na planície, os terrenos de dunas e restingas foram identificados como Areias Quartzosas Distróficas e Areias Quartzosas não fixadas ("Araranguá + Dunas") e os terrenos planos, ao longo do Rio da Madre, como Gley pouco Húmico Eutrófico e "Gley Húmico Distrófico" (Blumenau + Jundiaí).

Uma classificação mais recente é baseada no Levantamento Exploratório dos Solos para a Folha Curitiba, realizado pelo RADAMBRASIL e pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SNLCS)/Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) mediante convênio, estando mapeada na escala 1:1.000.000. Nesta classificação as unidades de mapeamento são geralmente constituídas por duas ou mais classes de solos. As unidades de mapeamento identificadas, para a área em questão, foram Podzólico Vermelho-Amarelo Alíco (PVa9) e Podzol Indiscriminado (P).

A Unidade de Mapeamento Podzólicos Vermelho-Amarelo Alíco compreende os solos derivados das rochas do Pré-Cambriano Superior que situam-se em relevo ondulado (8 a 20%) e forte ondulado (45 a 75%). Esta unidade é constituída pelas classes de solo Podzólico Vermelho-Amarelo, Cambissolo Alíco e Litólicos Distróficos. Esta Unidade engloba as duas classes de solo que na classificação anterior correspondiam a duas unidades distintas ("Santo Amaro" e "Ilha")

A Unidade de Mapeamento Podzol Indiscriminado abrange os solos das áreas de relevo plano (< 3%), constituídas por sedimentos lacustres e marinhos do Holoceno, que ocorrem em grande parte da planície costeira. Esta Unidade inclui Areias Quartzosas Marinhas e Solos de Mangue. Na classificação anterior os solos desta Unidade correspondiam às Associações de Solos "Araranguá + Dunas" e "Blumenau + Jundiaí".

Neste trabalho não foram realizados levantamentos para um mapeamento de solos. A seguir serão descritos, de acordo com a bibliografia, os tipos de solos e terrenos mencionadas nas duas classificações. Na medida do possível, considerando as observações de campo, fotointerpretação e pesquisa bibliográfica, procurar-se-á dar a localização dos mesmos na área. Tal procedimento tem por objetivo orientar trabalhos de campo posteriores, com vista a um mapeamento pedológico detalhado.

#### **A - Solos podzólicos vermelho-amarelos**

Abrange solos minerais não hidromórficos com seqüência de horizontes A, B, e C e que apresentam horizonte B textural (Comissão de Solos, 1960), de coloração vermelho-amarelada.

Esses solos são descritos, genericamente, como medianamente profundos com espessuras da ordem de 1 a 2 m, bem drenados e que apresentam boa diferenciação entre os horizontes. Normalmente apresentam um horizonte A moderado, de cor clara devido à perda de argila e um horizonte B, com materiais corantes e acúmulo significativo de argila.

Estes solos possuem textura argilosa e média/argilosa e, em muitos casos, com cascalho ou cascalhenta, geralmente argila de atividade baixa.

Quando no horizonte A, a textura é argilosa, a estrutura, em geral, é moderada pequena a média granular. Com a presença de um teor mais elevado de silte, a estrutura apresenta-se muito fracamente desenvolvida ou mesmo ausente. No horizonte B a estrutura é geralmente em forma de blocos subangulares e angulares, moderadamente desenvolvidos e com tamanho normalmente entre pequeno e médio. Quando a textura é argilosa, normalmente apresentam cerosidade moderada e comum.

São solos de baixa fertilidade natural e susceptíveis à erosão por situarem-se em relevo ondulado e forte ondulado. Na área situam-se nas encostas das serras do Cambirela e dos Morretes (v. Mapa de Localização e Geológico).

#### **B - Solos cambissolos**

São descritos como solos minerais, não hidromórficos e pouco profundos, raramente superiores a 1,5 m. O horizonte B é incipiente em virtude do baixo grau de intemperismo a que foi submetido o substrato, fato constatável pela presença de minerais primários de fácil decomposição como feldspatos, micas e outros.

No horizonte B a estrutura é fracamente desenvolvida. O gradiente textural é baixo e a relação silte/argila apresenta-se de média a alta. A atividade da argila é baixa. A cerosidade é praticamente ausente, nunca passando de fraca ou pouca.

A seqüência normal de horizontes é A (B) e C, constata-se variações quanto à profundidade do solum, cor, textura e estrutura. São solos normalmente de baixa fertilidade, de textu-

ra geralmente argilosa que ocupam relevo fortemente ondulado e montanhoso.

Na área estudada, este tipo de solo foi observado na Serra do Tabuleiro.

### **C - Solos litólicos (R)**

São solos pouco desenvolvidos, relacionados a relevos acentuados, moldados em rochas resistentes, nas quais os processos pedogenéticos não foram suficientes para maior intemperização.

Podem ter contribuído para o pequeno desenvolvimento dos perfis destes solos dois fatores: A) o curto tempo de exposição da rocha diante do processo de intemperismo, que condicionou uma lenta alteração do material originário, e possibilitou, assim, a formação de um horizonte A, assentado diretamente sobre a rocha ou sobre o horizonte C pouco alterado; e B) o relevo, que, por ser muito acidentado e com rala cobertura vegetal, acentuou a remoção das camadas superficiais ou a formação, a qual limitou o aprofundamento do perfil.

Estes solos são basicamente limitados ao horizonte A, cuja espessura, normalmente, varia de 15 a 40 cm, dependendo sua cor, textura, estrutura e consistência, principalmente, do material de origem e das condições climáticas vigentes. Sob este horizonte podem ocorrer calhaus, pedras e materiais semi-alterados da rocha, ou a rocha matriz inalterada, propiciando que a sequência de horizontes seja do tipo A, C e R; A, A/C ou A e R (Oenning et al., no prelo). Pode ocorrer horizonte B relativamente desenvolvido, porém é pouco espesso.

Devido à proximidade do material de origem, a atividade de argila normalmente varia de média a alta, apresentando elevada percentagem de minerais primários, pouco resistentes ao intemperismo (Oenning et al., no prelo).

São solos normalmente de pouca fertilidade natural, possivelmente devido ao material de origem ou erosão durante o processo de intemperismo. Além disso, sua pequena profundidade não permite o armazenamento suficiente de água.

Na área estudada foram observados no compartimento geomorfológico das serras.

### **D - Afloramentos rochosos**

São tipos de terrenos e não solos propriamente ditos.

Compreendem áreas onde afloram matacões ou "lajeados", geralmente ocorrendo associados aos solos Litólicos e Cambissolos, constituindo componentes secundários ou inclusos.

Na área estudada ocorre afloramento de rocha no Morro dos Morretes, uma elevação cristalina isolada no meio da planície.

cie, bem como afloram matacões nas baixas encostas adjacentes à mesma.

### **E - Podzol**

Solos com horizonte B podzol, ou seja, que se caracteriza por ser um horizonte de acumulação e precipitação de matéria orgânica e compostos amorfos de alumínio com ou sem ferro iluvial.

São solos arenosos cuja seqüência normal de horizontes é A1, A2, Bh e/ou Bir, podendo ocorrer horizontes Bhir.

No horizonte A1 a cor predominante é bruno-acinzentado-escuro a preto, sendo que o A2 possui cores mais claras variando de bruno-amarelada a bruno-acinzentada com espessura bastante variável e textura areia. As cores do horizonte B variam de bruno-amarelada no Bir a bruno-acinzentado-escuro no Bh ou Bhir, por causa dos compostos orgânicos e sesquióxidos livres, principalmente de ferro, os quais agem também como agentes cimentantes, conferindo diversos graus de dureza a este horizonte (Oenning et al., no prelo).

Estes solos são mal ou muito mal drenados. Em épocas de intensa pluviosidade, verifica-se o encharcamento do solo, dependendo do grau de cimentação do horizonte B, que o torna impermeável.

São solos ácidos, com teores extremamente baixos de nutrientes disponíveis para as plantas, conferindo-lhes uma baixa fertilidade natural.

Ocorrem nas áreas das antigas restingas do Pleistoceno, situadas próximas ao embasamento cristalino.

### **F - Areias Quartzosas**

São solos minerais pouco desenvolvidos, não hidromórficos, profundos a muito profundos, porosos, excessivamente drenados, de textura arenosa e argila de baixa atividade e de permeabilidade rápida ao longo do perfil (Oenning et al., no prelo).

Estes solos apresentam seqüência de horizontes A e C, com pequena diferenciação entre eles, devido à fraca variação de suas características morfológicas. O horizonte A é identificado pela sua coloração cinza escura, que se deve ao maior teor de matéria orgânica.

As Areias Quartzosas ocorrem em relevos planos e de baixas altitudes, que estão geralmente cobertos por vegetação das formações pioneiras. Sua utilização agrícola é limitada pela fraca fertilidade e baixa capacidade de retenção de água.

Abrange grande parte da Planície do Campo de Araçatuba, ocorrendo nas áreas de depósitos eólicos estabilizados pela vegetação e feixes de restingas do Holoceno.

## **G - Solos indiscriminados de mangue**

São considerados mais um tipo de terreno do que classes de solo. São predominantemente halomórficos, alagados, ocorrendo nas proximidades da foz dos rios, junto ao litoral onde são influenciados diretamente pelo movimento de marés. Não possuem diferenciação de horizontes; apenas nas áreas marginais verifica-se o desenvolvimento de um horizonte, com profundidade variável. Geralmente encontram-se cobertos por uma vegetação típica dos manguezais (Oenning et al., no prelo).

## **H - Dunas**

Estas são também consideradas um tipo de terreno, por não ocorrerem processos pedogenéticos na sua formação. As dunas, originam-se quase que exclusivamente de deposições eólicas, de material areno-quartzoso, que mantém uma certa movimentação, dependendo da vegetação que as recobrem e dos ventos que as atingem (Oenning et al., no prelo).

## **I - Solos hidromórficos gleyzados**

Solos hidromórficos com elevado teor de matéria orgânica no horizonte superficial, quando húmico, ou horizonte gley dentro de 60 cm da superfície. Este horizonte apresenta normalmente cores de redução (acinzentadas) como resultado das condições de excesso de umidade, temporário ou permanente, na sua formação.

No horizonte superficial os teores de carbono orgânico são superiores a 4% nos primeiros 20 cm, no caso dos húmicos, e no Gley pouco húmico este horizonte é menos espesso.

Apresentam, em geral, seqüência de horizontes A e Cg, são medianamente profundos, mal drenados, com permeabilidade muito baixa, argila de atividade baixa e alta e textura normalmente argilosa e muito argilosa.

São solos desenvolvidos a partir de sedimentos aluviais ou colúvio aluviais do Quaternário, depositados em relevo praticamente plano, ao longo dos rios, ou em áreas baixas pantanosas. Possuem boa fertilidade natural.

Este tipo de solo é encontrado no Vale do Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo.

## 9.2 - Características Da Cobertura Vegetal

### 9.2.1 - Cobertura vegetal

A Planície do Campo de Araçatuba é, em parte, integrante da área do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, criado tendo como uma das justificativas a representatividade da vegetação da Serra do Tabuleiro e arredores.

Originalmente o Estado de Santa Catarina estava coberto por quatro regiões fitoecológicas; além das áreas das formações pioneiras: Floresta Ombrófila Densa (floresta pluvial da costa atlântica), Floresta Ombrófila Mista (floresta com pinheiros), Floresta Estacional Decidual (floresta latifoliada do Alto Uruguai), Savana (campos do planalto meridional), Vegetação pioneira de influência flúvio-marinha e marinha (mangue e restinga) (RADAMBRASIL, 1986c).

No Parque Estadual da Serra do Tabuleiro, com exceção da Floresta Estacional Decidual, todas as demais formações encontradas no Estado estão parcialmente representadas. A área do Parque trata-se de um dos mais importantes núcleos remanescentes da floresta pluvial da costa atlântica do sul do Brasil, onde encontram-se representados relictos de vegetação das demais formações supramencionadas (Klein, 1981).

A Serra do Tabuleiro representa um dos divisores fitogeográficos mais importantes do sul do Brasil, limite meridional de muitas espécies, principalmente as de caráter essencialmente tropical. Entre os representantes das famílias tropicais tais como: Orchidaceae, Rubiaceae, Araceae, Elaeocarpaceae, Piperaceae, Cactaceae, Euphorbiaceae e outras, existem muitas espécies que não mais ocorrem ao sul da área do Parque. Outras espécies tem diminuída sensivelmente a sua importância sociológica a partir da Serra do Tabuleiro. Este é o caso de espécies arbóreas como *Vantanea compacta* (garaparim) e *Sloanea guianensis* (laranjeira-do-mato) (Klein, 1981).

Na Serra do Tabuleiro constata-se um sucessivo escalonamento da vegetação caracterizado na gradual diminuição do tamanho das árvores e do número de espécies componentes. Nas encostas, as árvores mais altas estabeleceram-se apenas no fundo dos vales e baixa encosta, decrescendo sua altura à medida que aumentam a altitude e declividade. Nas partes superiores e mais íngremes das encostas a vegetação é constituída por árvores baixas, muitas vezes, apresentando troncos e ramos tortuosos. Estes são geralmente cobertos por densas colônias de musgos e hepáticas em virtude da elevada umidade relativa do ar e das altas precipitações pluviométricas, que se verificam nos divisores mais elevados. Nas partes mais elevadas constata-se a presença de espécies características da vegetação de caráter temperado. No norte da Serra do Capivari encontra-se um núcleo de *Araucaria angustifolia* (pinheiro) em cujas submatas verifica-se, sobretudo nas encostas, algumas manchas de *Ocotea porosa* (imbuia). Nas ramificações dos divisores da Serra do Tabuleiro constata-se a ocorrência de diversas áreas de campos de altitude entremeados por ca-

pões, vegetação típica dos campos do planalto meridional (Klein, 1981).

Parte considerável do Parque está ocupado por formações pioneiras, que se estendem pelo lado leste do mesmo, entre o litoral e a encosta. Esta é uma das áreas onde as formações pioneiras são mais desenvolvidas, atingindo 5 Km de largura. É constituída por diferentes tipos de vegetação herbácea, arbustiva e arbórea, tipicamente influenciada pelo solo que pode ser arenoso, vasoso, lacustre e rochoso.

A área do Parque da Serra do Tabuleiro, principalmente a parte montanhosa, ainda está coberta por densa mata primitiva, sobretudo nos locais de mais difícil acesso. Encontram-se ainda nessas matas mais de uma centena de epífitos e lianas, característicos da composição tropical da vegetação (Klein, 1981).

As formações pioneiras mantêm sua fitofisionomia, entretanto encontram-se, em parte, degradadas pela construção de habitações clandestinas, auto-estradas e exploração ilegal de areia, mesmo dentro dos limites do Parque.

Nos arredores dos limites do Parque, a cobertura vegetal caracteriza-se pela predominância de capoeirinha, capoeiras, capoeirões e mesmo matas secundárias, já bastante desenvolvidas. Tal cobertura decorre da ocupação humana e conseqüentemente acentuada devastação da vegetação primária, em virtude das atividades agropecuárias e extrativas.

Atualmente observa-se, ainda, a prática de culturas temporárias, principalmente com milho e mandioca, sobretudo no médio vale do Rio da Madre. No vale do Rio Massiambu Grande, às margens da Rodovia Federal BR 101 e até numa pequena porção da planície de restinga encontram-se áreas de reflorestamentos à base de pinus. Nas partes inferiores das encostas e nos vales dos rios Massiambu e da Madre, são cultivadas pastagens artificiais, as quais ocupam áreas maiores do que aquelas destinadas às demais culturas.

As pastagens artificiais desta região, são formadas pela utilização de pequeno número de espécies nativas de Gramíneas, oriundas, tanto da região litorânea, como principalmente dos campos do planalto. Entre as espécies mais comumente empregadas estão *Axonopus obtusifolius* (Sempre-verde ou Grama-larga), *Axonopus compressus* (Sempre-verde-de-folhas-estreitas), *Stenotaphrum seeundatum* (Grama-de-canivete), *Paspalum sp.* (Grama-azul), *Paspalum notatum* (Grama-forquilha ou Grama-ferro), *Paspalum conjugatum* (Capim azedo), além de outras menos frequente, geralmente introduzidas involuntariamente pelos agricultores ou através dos excrementos do gado (Klein, 1981).

Klein (1981) considera essas pastagens uma ocupação adequada para as encostas, em geral bastante íngremes, por evitarem uma erosão mais acentuada. Ele exemplifica que há pastagens com aproximadamente 100 anos de instalação e que continuam mantendo uma produção normal de forragens.

Caso não sejam tomadas medidas rigorosas de controle e

fiscalização, principalmente na parte do Parque referente à planície, a tendência é a degradação das formações pioneiras com o conseqüente risco da remobilização das formas arenosas pela reativação dos processos eólicos.

Na parte montanhosa, embora as condições ambientais dificultem uma atividade extrativa mais efetiva, a proteção da vegetação é também fundamental. A capa vegetal desempenha papel decisivo na conservação dos solos dos terrenos, em sua maior parte acidentados, impedindo movimentos de massa que poderiam tomar dimensões catastróficas, caso ocorressem. Essencial, entretanto, é a proteção e estabilidade dos mananciais que abastecem as cidades. O Parque Estadual da Serra do Tabuleiro protege uma das principais fontes de recursos hídricos do Estado de Santa Catarina.

### **Formações florestais**

Na área delimitada para o presente estudo, a vegetação pode ser agrupada em duas áreas distintas de formações vegetais:

A) Áreas das Formações Florestais - correspondente àquelas onde a fitofisionomia da mata primitiva permanece preservada e àquelas onde a mesma foi eliminada pela intervenção antrópica, encontrando-se atualmente em estágios sucessionais de regeneração: vegetação secundária.

B) Áreas das Formações Pioneiras - são as planícies litorâneas, lagunares, fluviais, flúvio-marinhas e de marés, onde em meio a solos vasosos e arenosos desenvolvem-se as vegetações típicas de mangues, praias, dunas e restingas.

#### **9.2.1.1 - Área das formações florestais**

##### **A - Mata Primitiva**

Originalmente as encostas situadas na vertente leste da Serra do Tabuleiro eram cobertas pela Floresta Ombrófila Densa Costeira (Floresta Pluvial da Encosta Atlântica), que se estendia desde o Cabo de São Roque, no Estado do Rio Grande do Norte, até Torres e Osório no Estado do Rio Grande do Sul (Klein, 1981).

A colonização e a necessidade permanente de novas terras para a lavoura, em virtude de uma prática agrícola itinerante e rudimentar que consumia rapidamente os solos, levou ao desmatamento indiscriminado das florestas. Dessa forma, nos terrenos de baixas altitudes e declives mais suaves, a mata primitiva sofreu intensamente a intervenção antrópica. Contudo, a Serra do Tabuleiro continua, em grande parte, coberta por florestas primárias, sobretudo na área montanhosa, em locais de mais difícil acesso.

De acordo com Klein (1981) os agrupamentos vegetais existentes ao longo das encostas da Serra do Tabuleiro, apresentam características típicas da mata tropical atlântica, ostentando uma heterogeneidade ainda bastante acentuada, constatada pela ocorrência de elevado número de árvores, bem como pelo

abundante epifitismo.

A variabilidade das condições edáficas e de altitude da região resultaram num quadro típico no que se refere à estrutura e composição da mata, bem como na diversificação de ambientes, proporcionando o desenvolvimento de uma Flora muito rica em famílias, gêneros e espécies. Essa rica composição torna esta área uma das melhores e mais representativas amostras remanescentes da floresta tropical atlântica do sul do Brasil (Klein, 1981).

Na vertente leste da Serra do Tabuleiro, onde as declividades são mais baixas, sobretudo na baixa encosta, houve condições para o estabelecimento de árvores altas e frondosas na sinússia superior, com avanço até altitudes compreendidas entre 600-700 m (Klein, 1981).

A Floresta Ombrófila Densa Costeira forma diversos estratos ou sinússias, que na área de estudo apresenta a seguinte composição:

Estrato superior ou sinússia das árvores altas - É composto pelas árvores altas, que podem alcançar de 20, 30 ou mais metros de altura, formando comumente copas largas, bem desenvolvidas e cobertas por densa folhagem verde-luzente. Nesta cobertura superior contínua, as copas das árvores se tocam, interceptando, assim, grande parte da luz solar (Klein, 1981).

A sinússia das árvores altas é formada por um grande número de espécies componentes; entretanto a maior parte delas, são pouco freqüentes e mesmo raras, sendo pequeno o número de espécies arbóreas que caracterizam a fitofisionomia da região (Klein, 1981).

A árvore mais freqüente e abundante é *Ocotea catharinensis* (Canela-preta), imprimindo às matas uma fácies de floresta de canelas. Em muitas encostas, se desenvolveu, ao lado da canela-preta, uma grande quantidade de bem desenvolvidas árvores de *Vantanea compacta* (Garaparim), que também contribui para caracterizar o aspecto fisionômico das matas de encosta. Atualmente estas duas árvores, são alvo de intensa exploração, principalmente nessa região (Klein, 1981).

Como árvores bastante comuns ocorrem principalmente *Alchornea triplinervia* (Tapiá-guaçu, Tanheiro ou Tamanqueiro), *Hieronyma alchorneoides* (Licurana ou Lucurana), *Cryptocarya aschersoniana* (Canela-fogo ou Canela-pururuca), *Ocotea acyphylla* (Canela-amarela), *Nectandra rigida* (Canela-garuva ou Canela-ferrugem), *Aspidosperma olivaceum* (Peroba-vermelha), *Ocotea kuhlmannii* (Canela-burra), *Tapirira guianensis* (Cupiúva), *Sloanea guianensis* (Laranjeira-do-mato), *Buchenavia Kleinii* (Garajuva), *Copaifera trapezifolia* (Oleo ou Pau-óleo), *Talauma ovata* (Baguaçu), *Miconia cabuçu* (Pixiricão), *Cabralea glaberrima* (Canharana ou Cangerana), *Cinnamomum amoenum* (Garuva), *Cedrela fissilis* (Cedro), *Trichilia schumanniana* (Guacá-maciele), *Virola oleifera* (Bicuíba), *Calyptranthes strigipes* (Guamirim-chorão), *Calyptranthes lucida* (Guamirim-ferro), *Myrcia pubipetala* (Guamirim-araçá), *Hirtella hebeclada* (Cinzeiro ou Pau-cinza), *Cupania vernalis* (Camboatá-branco ou Cuvantã), *Matayba guianensis* (Camboatá-

vermelho), *Duguetia lanceolata* (pindabuna), *Xylopia brasiliensis* (pindaíba), *Protium Kleinii* (Almécega ou Almésca), *Schizolobium parahybum* (Garapuvu ou Guarapuvu), *Chrysophillum viride* (Caxeta-amarela ou Aguaí), *Ocotea pretiosa* (Canela-sassafrás. Além destas há diversas outras de distribuição descontínua e, portanto, de importância local. Ocorrem ainda diversas espécies arbóreas raras e outras exóticas (Klein, 1981).

Estrato médio da mata - É formado por árvores de porte médio, que alcançam entre 9-15 m de altura. Neste estrato das arvoretas destaca-se, pela sua importância, *Euterpe edulis* (Palmito, Juçara, Içara ou Ensarova). Esta apresenta estipe delgado e copa esbelta com seu tufo de folhas apicais, imprimindo ao interior da mata um caráter essencialmente tropical. Atualmente, devido à exploração indiscriminada, só é encontrada em locais de mais difícil acesso ou em forma jovem (Klein, 1981).

São também freqüentes no estrato médio *Gomidesia spectabilis* (Guamirim-vermelho), *Ocotea teleiandra* (Canela-pimenta), *Guatteria australis* (Cortiça), *Rollinea sericea* (Cortiça-de-comer), *Sorocea bonplandii* (Soroça), *Coccoloba warmingii* (Pau-de-junta ou Canela-cana), *Actinostemon concolor* (Pau-rainha ou Laranjeira-do-mato), *Aparisthium cordatum* (Pau-de-facho), *Pausandra morisiana* (Almécega-vermelha), *Pera glabrata* (Seca-ligeiro ou tabocuva), *Rheedia gardneriana* (Bacupari), *Posoqueria latifolia* (Baga-de-macaco), *Guarea lessoniana* (Baga-de-morcego), *Psychotria longipes* (Caxeta) e outras geralmente menos freqüentes (Klein, 1981).

Estrato dos arbustos - É formado por um pequeno número de espécies, muito tolerantes à sombra e que estão representados freqüentemente por densos agrupamentos populacionais, variando sensivelmente através das diferentes zonações existentes ao longo do aclave das encostas.

Este estrato é em geral bastante denso. A *Psychotria suterella* e *P. Kleinii* (Grandiúvas-d'antas) são em geral muito abundantes, principalmente na baixa encosta, onde em geral pertencem às espécies dominantes deste estrato. A *Rudgea jasmínoides* (Café-do-mato ou Pimenteira-de-folhas-largas, a *Geonoma gamiova* (Gamiova ou Palha) e as *Mollinedia* spp. (Pimenteiras), constituem mais da metade da população arbustiva (Klein, 1981).

São bastante comuns ainda *Faramea marginata* (Pimenteira-selvagem), *Miconia rigidiuscula* (Pixirica), *Ouratea parviflora* (Canela-de-veado), *Psychotria leiocarpa* (Grandiúva-d'anta-miúda) e *Geonoma schottiana* (Guaricana). Fazem parte também diversas espécies de Ciataceas (xaxins): *Nephelea setosa*, que ocorre principalmente ao longo dos córregos ou nas depressões dos terrenos; *Alsophila phalerata*, *A. corcovadensis*, *Cyathea schanschin* e outras, formando, por vezes, densos agrupamentos no fundo dos vales ou depressões ou em solos rochosos (Klein, 1981).

Estrato herbáceo - É pouco desenvolvido, em virtude de estar sob a floresta densa e sombria das encostas. Seu melhor desenvolvimento encontra-se principalmente ao longo dos regatos e nas depressões úmidas. Assim, nos solos de baixa declividade com drenagem mais lenta, formam-se densas populações de *Calathea* sp.

nov. (Caeté), *Heliconia veloziana* (Caetés-banana), além de diversas espécies de samambaias, principalmente representantes do gênero *Polypodium* e das famílias das Pteridáceas e Aspleniáceas. Não raro, ocorrem Gramíneas do gênero *Pharus* e *Olyra*, e também as Bromeliáceas dos gêneros *Nidularium*, *Canistrum* e *Aechmea* e, algumas vezes, diversas espécies de Begoniáceas, principalmente em solos rochosos úmidos (Klein, 1981).

Uma das características marcantes da Floresta Ombrófila Densa Costeira, é sem dúvida, a presença de um grande número de lianas. Destacam-se pela sua abundância e dimensões, principalmente *Abuta sellowiana* (cipó-buta) que juntamente com *Hyberbaena domingensis* (cipó-buta-falso), são geralmente os mais freqüentes e expressivos. São também bastante comuns *Pristimera andina* (Cipó-pau), *Salacia elliptica* (Bacupari-cipó), *Peritassa calypsoides* (Bacupari-cipó-roxo), *Cheilochlinium serratum* (Cipó-pau), *Bauhinia microstachys* (Cipó-escada ou Escada-de-macaco), *Fuchsia regia* (Cipó-brinco-de-princesa), *Tynnanthus elegans* (Cipó-cravo), *Pyrostegia venusta* (Cipó-são-joão), *Lundia nitidula* (Cipó-de-alho), *Adenocalymma dusenii* (Cipó-cruz-amarelo), os diversos cipós denominados timbó, pertencentes à família das Sapindáceas e dos gêneros *Paullinia* e *Serjania*. Diversas lianas da família das Bignoniáceas são igualmente freqüentes (Klein, 1981).

Típica também é a presença de epífitos principalmente por sua grande abundância. Muitas árvores, particularmente as mais altas e frondosas, têm seus ramos cobertos por um denso revestimento formado por um grande número de Bromeliáceas, que destacam-se pelo porte de seus representantes. Disputam o mesmo espaço igualmente muitas espécies de Orquidáceas, Aráceas, Gesneriáceas, Cactáceas, além de um elevado número de samambaias. Dentre as samambaias destaca-se *Polypodium crassifolium* e pela sua abundância o *Polypodium hirsutissimum*, formando a primeira, densas touceiras, constituídas por enormes folhas cartáceas e a segunda cobrindo parcialmente os troncos de árvores (Klein, 1981).

Há ainda grande número de epífitos que apresentam ramos pendentes, principalmente Cactáceas do gênero *Rhipsalis*, *Lycopodium* spp. (pinheirinhos das Lecopodiáceas) e um grande número de plantinhas pertencentes à família das Piperáceas do gênero *Peperomia*. Podem-se encontrar árvores que suportam mais de 60 espécies diferentes de epífitos, podendo ultrapassar mais de mil indivíduos, sobretudo em figueiras, canelas ou garaparins (Klein, 1981).

## B - Vegetação secundária

Nos terrenos onde a mata primitiva foi substituída pela agricultura, posteriormente abandonada, devido ao empobrecimento do solo; rapidamente uma nova cobertura vegetal se instala. Nestes terrenos, situados principalmente na baixa encosta e sopé das vertentes, o recobrimento vegetal espontâneo inicia-se com ervas anuais, denominadas "invasoras", e termina em matas secundárias, fisionomicamente semelhantes às primárias.

A vegetação secundária pressupõe uma sucessão de estágios começando pela capoeirinha (arbustos), seguida da capoeira

(arbustos e árvores) e do capoeirão (árvores com lianas e epífitos). Os diferentes estágios da vegetação secundária colonizadora da encosta atlântica podem ser descritos sinteticamente como segue.

Nos terrenos recentemente abandonados pela agricultura encontra-se, ora densas colônias de *Milinis minutiflora* (Capim melado), associado, ora à *Pteridium aquilinum* (Samambaia-das-ta-peras), ora ao *Andropogon bicornis* (Rabo-de-burro), formando o estágio inicial da vegetação secundária (Klein, 1981).

Nos terrenos onde a agricultura foi abandonada entre 5 e 10 anos atrás, predominam os vassourais, onde *Baccharis elaeagnoides* e outras espécies de vassouras como *Baccharis dracunculifolia* predominam de forma acentuada. Entre os vassourais observa-se espécies remanescentes do estágio anterior que aos poucos estão sendo substituídas, uma vez que o ambiente menos iluminado não oferece mais condições para o pleno desenvolvimento das espécies heliófitas e pioneiras (Klein, 1981).

Com o passar do tempo e o envelhecimento dos vassourais surge um grande número de arvoretas de *Rapanea ferruginea* (Capororoca), acompanhada de *Symplocos celastrina* (Orelha-de-onça) ou em outros locais pela *Pera glabrata* (Seca-ligeiro), espécies que preparam o solo e o microclima para a instalação das espécies do capoeirão (Klein, 1981).

Em terrenos abandonados entre 25 e 35 anos, observa-se um aspecto de mata. Nos capoeirões predominam de modo geral *Miconia cinnamomifolia* (Jacatirão-açu), *Miconia cabucu* (Pixirição), *Ocotea puberula* (canela-guaicá), *Psychotria leiocarpa* (caxeta), constituindo sem dúvida, a primeira, quase sempre a espécie mais importante, imprimindo o aspecto fitofisionômico. Em locais muito íngremes com solos rochosos, pode ser observado, por vezes, capoeirões, onde *Cecropia adenopus* (Embaúva) se torna a árvore mais expressiva (Klein, 1981).

#### 9.2.1.2 - Area das formações pioneiras

As Formações Pioneiras ocorrem ao longo da costa, dos cursos d'água e mesmo ao redor das depressões com água (lagoas, lagunas e pântanos). Estas áreas caracterizam-se por solos instáveis pela constante deposição de areia do mar, deposições aluviais e lacustres (Veloso & Góes - Filho, 1982). O fator determinante desta vegetação é o solo, desempenhando o clima um papel secundário.

Na Planície do Campo de Araçatuba as formações pioneiras desenvolvem-se numa diversidade de habitats distintos: arenosos, vasosos, rochosos e lacustres. Em função das diferentes condições ecológicas apresentam subformações que se caracterizam por serem constituídas por espécies que apresentam um elevado grau de adaptação às duras condições, como: natureza dos solos, salinidade, ventos e ação das ondas e marés.

Os diversos agrupamentos vegetais serão expostos de

acordo com os diferentes habitats que constituem a Planície do Campo de Araçatuba.

### A - Vegetação de praia (Ante-dunas)

Esta vegetação ocorre na estreita faixa existente entre a zona das marés e as dunas, só sendo alcançada acidentalmente pela água do mar. É continuamente borrifada com água salgada pelas ondas e vento, permanecendo mais ou menos umedecida. O solo arenoso caracterizado por pequenas elevações irregulares de areia é submetido a insolação constante e intensa (fig. 9.1).

São plantas halófitas, que constituem as pioneiras herbáceas adaptadas à ação adversa do cloreto de sódio. Em virtude da profundidade e mobilidade dos solos formados por areia extremamente permeável e pobre em nutrientes, essas plantas necessitam de numerosas e compridas raízes para se fixarem nas camadas mais profundas e encontrarem água e sais minerais. Possuem folhas estreitas carnudas ou peludas adaptando-se à radiação solar.

Nas ante-dunas ao longo da Praia da Pinheira encontra-se próxima ao mar uma associação herbácea dominada pela *Androtrichum trigynum* (tiririca), a qual forma densos agrupamentos. A *Androtrichum trigynum* apresenta rizomas de dezenas de metros de comprimento com densa ramificação aérea, constituindo-se assim, um grande fixador das areias. Entre esta ocorrem algumas Gramíneas, destacando-se *Andropogon arenarius*, *A. leucostachyus* (capim-de-colchão) e *Paspalum vaginatum* (grama de praia). Embora raramente, também são encontradas entre as herbáceas, *Hydrocotyle bonariensis* (cariçoba), *Remirea maritima* (pinheirinho-da-praia), *Heleocharis geniculata* (tiririca-da-praia) e *Ipomea pescaprae* spp. *brasiliensis* (salsa-da-praia) (Klein, 1981).

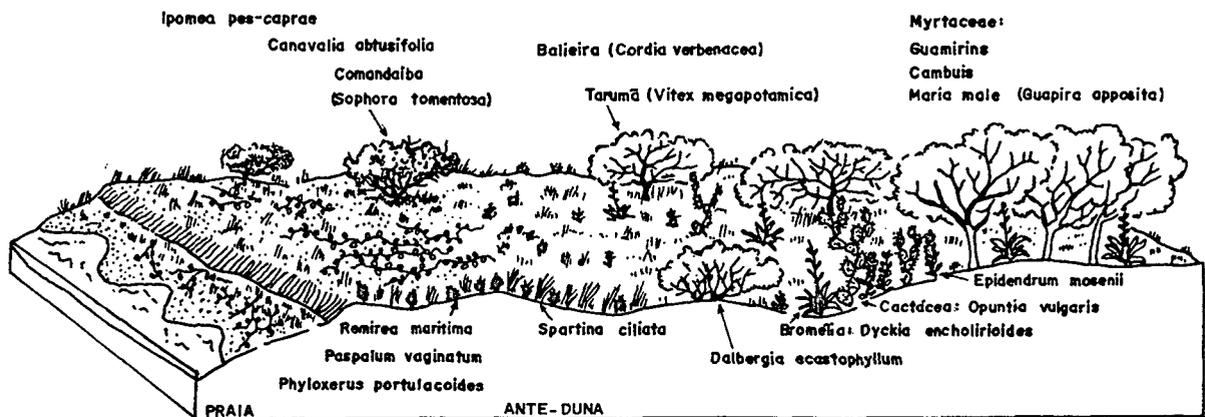


Fig. 9.1 - Associações vegetais situadas nas ante-dunas da planície de restinga (Klein, 1984).

No Têmbolo dos Papagaios Grande foram coletada *Iresine portulacoides*, *Hydrocotyle bonariensis*, *Paspalum vaginatum* e *Heleocharis geniculata* (Reitz, 1961).

## B - Vegetação de dunas (móvel e semi-fixa)

Nas dunas, as plantas são submetidas ao grande aquecimento das camadas superficiais de areia que, não mais borrifada pelas ondas, atingem temperaturas de até 60°C. Ao solo arenoso, paupérrimo em substâncias orgânicas e temporariamente seco adaptam-se somente plantas de rizoma de raízes profundas que alcançam o lençol freático (Reitz, 1961).

A vegetação de dunas encontra-se também exposta a fortes ventos. Como nas ante-dunas, as areias trazidas pelo vento, com frequência provocam o soterramento das plantas. Adaptando-se a esta situação as mesmas conservam-se baixas, com folhas longas, estreitas e tenazes; necessitam igualmente de longos estolões ou da capacidade de formar "andares", acompanhando no seu crescimento as acumulações de areia, procurando assim manter livres as partes mais assimiladoras e reprodutivas e garantir a sobrevivência mesmo após o soterramento (Klein, 1984).

Reitz (1961) cita como plantas características das dunas da costa a *Spartina ciliata*, *Polygala cyparyssias*, *Oxipetalum tomentosum*, *Plantago catharinaea* (Tanchagem), *Acicarpa spathulata* (Roseta), *Gnaphalium purpureum*, *Canavalia obtusifolia*, *Vigna luteola* (Feijão da praia), *Epidendrum mosenii*, *Diodia radula*, *Centella asiatica*, *Cenchrus pauciflorus*, *Vriesia friburgensis* var. *paludosa*, *Neoregelia laevis*, *Aristolochia macroura* (Milhomem de folha partida, Jarrinha rabuda). A *Spartina ciliata* é dominante nas dunas parcialmente móveis e uma das mais importantes fixadoras.

Nos campos de dunas da Planície do Campo de Araçatuba, nas dunas semi-fixas observa-se uma vegetação arbustiva, formada principalmente por *Shinus terebinthifolius* (aroeira-vermelha), *Guapira opposita* (Maria-mole), *Dodonaea viscosa* (Vassoura-vermelha) e a liana *Paullinia trigonia* (Timbó). Nos arbustos são observadas epífitas como *Brassovola perrinii* (cebolinha), *Laelia purpurata* (bainha-de-faca) e a *Cattleya intermedia* (orelha-de-mula). Nas superfícies cobertas por dunas móveis constata-se a presença de *Remirea maritima*, *Paspalum vaginatum*, *Hydrocotyle bonariensis* e da *Ipomea pescaprae* spp. *brasiliensis*, cujos caules, vulgarmente denominados de baraços, podem ultrapassar 50 m de comprimento, formando uma vegetação bastante densa e muito característica. Nas dunas mais antigas e estáveis da Planície encontram-se butiatubas formados por numerosos butiás - *Butia capitata* var. *odorata* (Klein, 1981).

No campo de duna da Guarda do Embaú, nas grandes dunas móveis da praia da Gamboa, foram encontrados agrupamentos herbáceos constituídos principalmente por *Androtrichum trigynum* (tirikica), *Spartina ciliata* (capim-da-praia), por entre os quais cresce frequentemente *Senecio crassiflorus* (macela-graúda) e *Polygala cyparissias* (avenca-da-praia) (Klein, 1981).

## C - Vegetação de Restinga (Cordões litorâneos e Dunas-fixas)

Esta vegetação, relativamente rica em função das condições ecológicas, é a que cobre os cordões litorâneos e as dunas estabilizadas (fig. 9.2). Nestes ambientes a areia apresenta-se mais compacta por ser de granulação mais fina e ter maior teor de argila, apesar de conservar uma drenagem perfeita. O solo já apresenta um certo conteúdo de húmus. O ar é mais úmido por não haver superfícies diretamente expostas ao sol e devido a evaporação das plantas já existentes (Reitz, 1961).

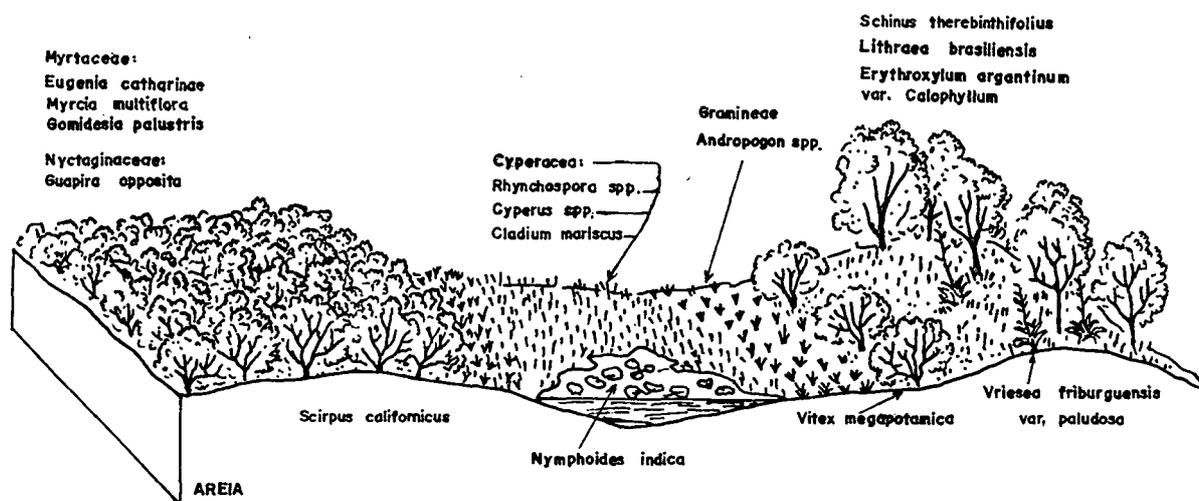


Fig. 9.2 - Associações vegetais situadas nas dunas e restinga (Klein, 1984).

O calor e a evaporação, entretanto, são ainda significativos devido ao reduzido porte das plantas que permitem a incidência direta do sol no chão coberto de relva. Tais condições exigem das plantas inúmeras adaptações para controlar o excesso de transpiração e a insolação intensa. A vegetação de restinga caracteriza-se por possuir pequenas folhas (Myrtaceae), limitado número de estomas na parte inferior das folhas, leve camada azul-cinzenta de cera (Gramineae), abundância de pelos protetores e superfície brilhante das folhas coriáceas (Myrtaceae, Pisonia e outras) (Reitz, 1961).

Nos pontos onde o solo já é mais rico em húmus os arbustos se transformam em pequenas árvores, que agrupadas, já apresentam um aspecto de vegetação mesófila até higrófila, onde Bromeliáceas, Aráceas e diversos cipós encontram um ótimo habitat. No estágio arbustivo nota-se a presença de Lithraea brasiliensis e Schinus terebinthifolius, ambos conhecidos como Aroeira juntamente com Cordia verbenácea (Balieira) e Rapanea Parvifolia, formando conjuntos cerradíssimos (Reitz, 1961).

Na Planície dos Campos do Araçatuba, Klein (1981) constatou a presença de uma vegetação arbustiva. A espécie geralmente mais freqüente e expressiva nesta área é *Shinus terebinthifolius*. Esta é seguida em importância por *Lythraea brasiliensis* (Pau-de-bugre), *Dodonaea viscosa*, *Rapanea parvifolia* (capororoca-da-praia), *Campomanesia littoralis* (gabirobeira-da-praia), *Eugenia*

*catharinense* (guamirim), *Vitex megapotamica* (tarumã). Ocorrem outras menos freqüentes, entremeados no estrato herbáceo, principalmente por duas espécies de samambaia, *Polystichum adiantiforme* e *Polypodium lepidopteris*, podendo formar agrupamentos bastante densos por sob a vegetação arbustiva.

Klein (1981) observou que há um adensamento da vegetação arbustiva do litoral para o interior. Há também uma pequena alteração na abundância das espécies componentes com a predominância de *Rapanea parvifolia*, *Eugenia catharinense* e *Guapira opposita*, continuando, no estrato herbáceo, a predominância das samambaias anteriormente citadas.

Nas depressões inter cordões litorâneos e interdunares verifica-se uma vegetação típica, de acordo com a profundidade das mesmas.

No solo parcialmente brejoso, predominam as Ciperáceas do gênero *Rhynchosphora* spp. e Gramíneas como *Andropogon virgatus*, entremeadas por Eriocauláceas do gênero *Eriocaulon* e o *Xyris* sp. (Botão-de-ouro) (Klein, 1981).

Nas depressões mais profundas, permanentemente encharcadas, ocorre *Cladium mariscus* spp. *jamaicensis* (Tiririca), formando por vezes, imensos e densos agrupamentos quase intransponíveis, em virtude de suas hastes e folhas cortantes. Ocorre ainda, *Scirpus giganteus* (Tiririca-branca) e *Scirpus maritimus* var. *macrostachys* (Tiririca-dos-brejos), entremeadas por núcleos isolados e descontínuos de *Tipha domingensis* (Taboa). Trata-se de um dos agrupamentos mais comuns e expressivos na área de estudo. Nas áreas úmidas ocorre *Equisetum giganteum* (Cavalinha ou Rabo-de-cavalo) que representa um dos grupos de vegetais mais antigos da Terra (350 milhões de anos) (Klein, 1981).

Nos locais permanentemente cobertos por água, formando pequenas lagoas, observa-se *Nymnphoides indica* (Soldanela-d'água), planta essencialmente aquática com talos submergidos e raízes afixadas no solo lodoso ou arenoso; e *Heliocharis geniculata* (Tiririca). Ambas são as únicas plantas que conseguem viver em lagos do Campo de Araçatuba, ainda com águas de mais de meio metro de profundidade (Reitz, 1961).

#### D - Vegetação do manguezal

Vegetação toda especial, pobre em espécies devido à elevada salinidade do ambiente e à falta de oxigênio logo abaixo da superfície do solo. Ocorre em terrenos atingidos pelas águas salgadas do Oceano, como margens de baías e desembocaduras de rios, sendo inundada na preamar e emersa na baixamar. Em função da mistura das águas do mar com a água doce há a flocculação de colóides que se depositam progressivamente nas depressões, formando solos lodosos e instáveis.

Os manguezais são associações halófitas com predomínio de espécies arbustivas e de pequenas árvores latifoliadas perenes. Entre os mecanismos de adaptação desta vegetação destacam-se as raízes respiratórias (Pneumatóforos) que garantem a oxigenação

e as raízes adventícias que servem de suporte no solo lodoso.

Reitz (1961) observou a zonação e sucessão desta vegetação em Santa Catarina e garante que, pelo menos até a Ilha de Santa Catarina, limite meridional da *Rizophora mangle*, ela é a seguinte:

A zona frontal, rica em matéria orgânica, é ocupada pela *Rizophora mangle*, arvoreta que possui raízes-escoras, as quais definem a fisionomia típica das florestas de manguezais de todo mundo.

As partes mais rasas são povoadas pela *Avicennia schaueriana* (Siriúba), arbusto menos exigente em matéria orgânica, que apresenta numerosos pneumatóforos que emergem do lodo.

A *Lagunculária racemosa* povoa a área invadida apenas pelas marés maiores.

A acumulação de areia no solo litorâneo, elevando-o, torna-o cada vez mais enxuto, dando lugar aos *Hibiscus tiliaceus*, que exercem o papel de transição para a vegetação da restinga. O *Hibiscus tiliaceus* var. *pernambucensis* mede de 3-4 m de altura, têm folhas largas e flores amarelas.

A *Spartina montevidensis* povoa os locais em que a água do mar fica represada pelos terraços dos rios (Veloso, 1991).

Na Planície do Campo de Araçatuba, o pequeno manguezal estabelecido às margens do Rio Massiambu, nas proximidades da ponte da BR 101, apresenta uma amostra bem típica desta vegetação.

No referido manguezal, a arvoreta mais comum é a *Avicennia schaueriana* (Siriúba), que domina no mesmo, sendo seguida em importância pelo *Rhizophora mangle* (Mangue Vermelho ou Mangue Charuto). Nos locais mais altos, só atingidos pela preamar, encontra-se a *Laguncularia racemosa* (Mangue-Branco). Esta algumas vezes é seguida pela *Hibiscus tiliaceus* var. *pernambucensis* (Gua-xuma), que marca o estágio de transição para os outros tipos de vegetação (Klein, 1981).

A *Spartina montevidensis*, gramínea conhecida por "praturá", se encontra nas águas mais profundas, formando um agrupamento denso e puro, como ocorre nos demais manguezais do Estado de Santa Catarina (Klein, 1981). Essa gramínea mede cerca de 1 m de altura.

A zonação observada por Reitz (1961) parece se repetir na área estudada.

#### E - Vegetação das rochas

A cobertura vegetal das rochas é marcada por etapas de colonização.

Nas rochas nuas, onde as águas do Oceano não costumam

mais chegar, há colônias de líquens que são as únicas plantas adaptadas a pouca umidade, escassez de substâncias nutritivas, exposição plena ao sol e extrema variação de temperatura. Inicialmente formam-se apenas colônias de líquens crustáceos, mas com o acúmulo de solo aparecem os líquens foliosos mais exigentes (Reitz, 1961).

Nas rochas graníticas formam-se com facilidade pequenas fendas e rebaixos que se enchem com detritos, onde aparecem ricas colônias de musgos que muitas vezes são contemporâneos com os líquens foliosos. Estes elementos preparam gradativamente a superfície da rocha para abrigar as plantas da etapa das ervas (Reitz, 1961).

Numa etapa avançada de colonização das rochas litorâneas, ao lado de poucas espécies de árvores como *Coussapoa schottii* (Figueira mata pau), e outros poucos arbustos, formam-se densas coberturas de plantas que, em geral, como os epífitos, vivem também na restinga ou mesmo na mata pluvial (Reitz, 1961).

Na ponta rochosa do Tômolo dos Papagaios Grande, Reitz (1961) verificou a presença de *Cereus peruvianus* (Mandacuru), Bromeliáceas e arbustos.

#### F - Vegetação das planícies quaternárias

Constitui uma vegetação de transição entre a vegetação de restinga e a Floresta Pluvial, que se desenvolve em solos mais úmidos e semi-brejosos, nas áreas formadas por sedimentos de antigas restingas ou por sedimentos provenientes das encostas (fig. 9.3).

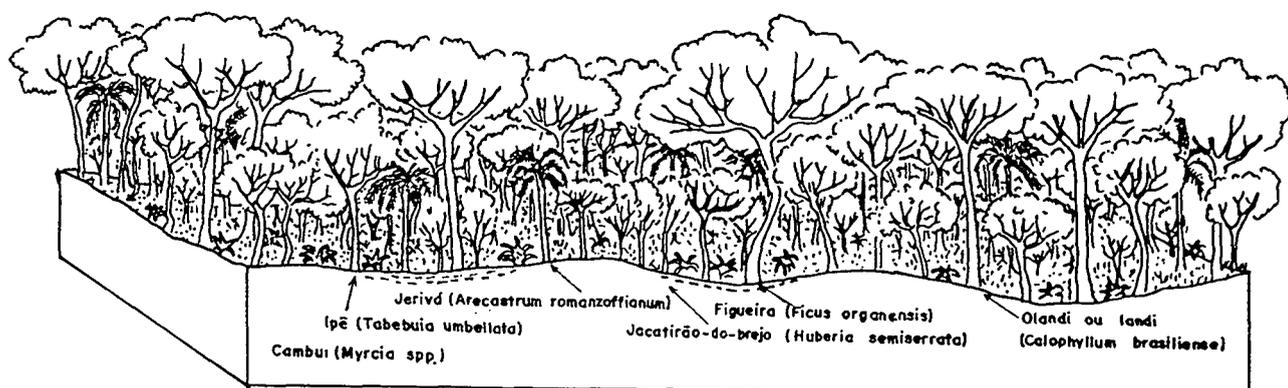


Fig. 9.3 - Associações vegetais de planícies quaternárias em solos úmidos (Klein, 1984).

Este tipo de matas, é muito característico e se estende ao longo do litoral sul até Osório no Rio Grande do Sul. Apresenta de modo geral, uma fisionomia bastante uniforme, dominando ora umas, ora outras espécies de árvores, de acordo com as diferentes condições edáficas locais (Klein, 1981).

Na Planície do Campo de Araçatuba, se desenvolveu uma

vegetação arbórea bastante densa e uniforme, atualmente reduzida a pequenos núcleos remanescentes, que se encontram principalmente ao longo do vale do Rio da Madre.

Estas matas são visivelmente dominadas por *Myrcia dichrophylla* (Guamirim-facho), que chega a perfazer quase a metade da cobertura superior da mata. Além desta árvore, são freqüentes *Myrcia glabra* (Guamirim-araçá) e *Myrcia multiflora* (Camboim). Como árvores emergentes aparecem *Ficus organensis* (Figueira-de-folha-miúda) e o *Arecastrum romanzoffianum* (Gerivá), imprimindo-se assim a estas matas o aspecto de mata de figueiras e palmeiras, quando vistas de longe (Klein, 1981).

Constituem ainda árvores características das matas de planície quaternária: *Pouteria lasiocarpa* (Guapeva), *Tabebuia umbellata* (Ipê-da-várzea ou Ipê-amarelo), *Coussapoa schottii* (Mata-pau), *Inga striata* (Ingá-de-quatro-quinas), *Inga sessilis* (Ingá-macaco) e outras menos freqüentes e mesmo raras. No interior destas matas, aparece com representantes apenas jovens *Talauma ovata* (Baguaçu), que segundo indica, está se instalando neste tipo de vegetação (Klein, 1981).

No estrato médio da mata são bastante comuns as arvoretas *Posoqueria latifolia* (Baga-de-macaco), *Guarea lessoniana* (Baga-de-morcego), *Rheedia gardneriana* (Bacupari) e *Faramea marginata* (Pimenteira-selvagem), esta última é uma das mais importantes neste estrato (Klein, 1981).

No estrato dos arbustos ocorrem principalmente *Psychotria kleinii* e *P. suterella* (Grandiúvas-d'anta) e *Geonoma schottiana* (Guaricana) (Klein, 1981).

O estrato herbáceo, algumas vezes bastante denso, é formado principalmente por Bromeliáceas, dentre as quais a mais importante é sempre *Nidularium innocentii* var. *paxianum*, acompanhada quase sempre de *Canistrum lindenii* e *Nidularium procerum* e *Bilbergia zebrina*; outras vezes encontram-se entre as Bromeliáceas, *Rhynchospora* sp. (touceiras de tiriricas) (Klein, 1981).

# 10 ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS

## 10.1 - Caracteres Texturais

### 10.1.1 - Análise mecânica

Neste estudo foram efetuadas 179 análises granulométricas de sedimentos procedentes de dunas dissipadas, ambientes fluviais e rampa colúvio-aluvionar.

As amostras foram analisadas em laboratório conforme descrito no capítulo 5. Os resultados analíticos das amostras encontram-se na tabela 10.1.

LOCAL	PERFIL	AMOSTRA	DIAMETRO EM MM (Escala Wentworth)											PARAMETROS						
			GRANULO			AREIA				SILTE				ARGILA		ESTATISTICOS				
			4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	0,004	Md	Mz	$\sigma_1$	SK	K <sub>G</sub>	
I#	Dd1	1	0,351	0,301	0,63	2,91	52,12	20,32	2,03	2,03	1,02	1,02	17,27	2,891	4,431	2,451	0,771	2,431		
I P	Dd2	1	0,001	0,001	0,06	3,72	83,24	12,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,581	2,581	0,351	0,091	0,971		
IC I	1a	1	0,001	0,021	0,08	4,23	84,24	11,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,541	2,561	0,351	0,121	0,991		
IO H	2	1	0,001	0,041	0,18	3,03	46,71	49,69	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	3,001	2,951	0,351	-0,281	1,161		
IS D H	2a	1	0,001	0,001	0,12	8,35	76,91	13,81	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	2,511	2,541	0,461	0,121	1,231		
IT A E	3	1	0,041	0,061	0,16	4,01	78,49	17,19	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	2,611	2,631	0,381	0,071	0,981		
IR I	3a	1	0,001	0,121	0,26	4,81	79,46	15,13	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,601	0,391	0,061	1,031		
IO R	4	1	0,101	0,141	0,28	4,65	79,56	15,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,601	0,381	0,041	1,021		
I A	4a	1	0,001	0,061	0,26	4,45	79,53	15,20	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	2,601	2,611	0,391	0,071	1,061		
I	Dd3	1	0,001	0,001	0,04	2,20	83,28	14,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,501	2,571	0,351	0,291	0,941		
I		2	0,001	0,001	0,00	2,67	87,00	10,20	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	2,551	2,571	0,321	0,111	0,991		
I		3	0,001	0,001	0,00	1,63	85,78	12,39	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	2,591	2,611	0,321	0,131	0,971		
I BRANCA		4	0,001	0,001	0,02	1,66	87,67	10,52	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	2,521	2,571	0,311	0,191	0,971		
I		5	0,001	0,001	0,02	3,56	87,25	9,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,521	2,551	0,321	0,071	0,971		
I	R10	1	46,951	22,931	17,81	10,60	1,55	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,901	-0,411	0,891	0,751	0,791		
IS		2	8,041	45,071	41,00	5,56	0,26	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,041	-0,021	0,651	0,051	0,971		
IE		3	11,691	48,361	37,09	2,02	0,66	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,161	-0,191	0,611	-0,021	0,951		
IR	F11	1	1,631	13,651	41,80	22,99	13,03	6,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,851	1,021	1,121	0,261	1,111		
IT		2	0,001	1,471	38,20	50,98	6,43	1,85	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	1,131	1,171	0,551	0,171	1,271		
IO A		3	0,121	1,421	10,28	17,16	21,12	9,52	7,60	7,60	7,60	7,58	10,00	2,961	3,811	2,681	0,401	0,761		
IO L		4	5,371	18,971	47,84	23,48	2,66	1,22	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,591	0,531	0,841	0,111	1,151		
I B		5	27,301	38,101	27,08	5,42	1,14	0,64	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,611	-0,271	0,791	0,251	0,751		
ID A	F12	1	1,721	10,971	37,54	33,12	12,66	2,38	1,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,991	1,061	0,971	0,111	1,311		
IO R		2	21,071	28,241	17,91	20,90	9,56	2,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,071	0,261	1,241	0,291	0,671		
I B		3	26,841	27,151	17,87	20,16	5,83	1,64	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,141	0,071	1,151	0,361	0,671		
IC A	F13	1	0,261	1,241	27,01	63,17	6,74	1,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,201	1,251	0,481	0,141	1,311		
IA O		2	34,081	37,731	18,56	7,32	1,40	0,71	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,591	-0,361	0,811	0,471	0,911		
IM		3	7,601	26,371	47,34	15,48	2,03	0,60	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,331	0,311	0,801	-0,061	1,031		
IP	F14	1	0,081	1,011	15,91	33,82	19,88	7,12	3,02	7,06	3,02	1,01	8,07	1,991	2,791	2,291	0,581	1,591		
IO		2	0,041	0,721	15,04	39,94	30,28	9,58	0,60	0,60	0,60	0,60	2,00	1,861	1,911	0,961	0,171	1,131		
I		3	0,001	0,101	2,82	22,66	35,63	19,55	2,03	4,05	1,01	2,03	10,13	2,591	3,181	2,011	0,561	1,821		
I	F15	1	10,191	37,681	39,96	8,86	2,28	1,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,041	0,061	0,811	0,101	1,041		
I		2	15,561	47,761	30,34	4,18	1,24	0,60	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,211	-0,231	0,721	0,111	0,961		
I		3	44,241	39,621	12,79	1,96	0,88	0,40	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,861	-0,661	0,581	0,601	0,991		
I	F16a	1	19,751	36,481	32,36	7,31	2,61	1,31	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,121	-0,131	0,891	0,181	0,911		
I		2	12,531	35,851	38,56	9,89	2,13	0,95	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,021	0,031	0,841	0,081	0,971		
I	F16b	1	13,411	41,501	37,51	6,31	0,96	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,101	-0,101	0,751	0,051	0,911		
I	F16c	1	11,181	36,601	41,26	8,47	1,66	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,101	0,031	0,791	0,031	0,941		
I		2	14,931	41,191	36,04	6,30	1,22	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,111	-0,111	0,781	0,081	0,871		
I		3	33,931	44,161	18,59	2,44	0,56	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,611	-0,511	0,621	0,371	0,851		
I		4	18,781	46,761	26,60	5,27	1,66	0,79	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,291	-0,241	0,771	0,191	0,941		
I		5	9,261	27,301	38,64	12,50	3,99	2,20	1,02	1,02	1,02	0,00	3,05	0,361	0,401	1,461	0,311	1,941		
I		6	34,781	39,501	19,52	4,41	1,18	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,611	-0,431	0,731	0,431	0,901		

continua...

DIAMETRO EM MM (Escala Wentworth)													PARAMETROS						
													ESTADISTICOS						
LOCAL	PERFIL	ANOSTRA	4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	( 0,004	Md	Mz	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$K_G$
	F17	1	19,421	36,121	30,83	9,80	2,73	0,86	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,131	-0,091	0,921	0,201	0,841
		2	19,101	31,461	29,90	10,58	4,81	2,35	1,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,021	0,061	1,151	0,261	1,011
IS		3	14,561	24,821	38,08	16,80	4,34	1,18	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,291	0,201	1,021	0,001	0,911
IE S		4	15,331	22,491	38,64	10,49	2,15	0,56	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,071	0,001	0,871	0,021	0,851
IR A	F18a	1	0,851	13,751	53,95	22,98	3,79	0,59	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,061	0,721	0,821	0,171	1,471
IT O		2	5,711	35,971	40,91	9,94	2,15	0,71	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,191	0,261	1,051	0,301	1,691
IA C		3	1,421	22,191	59,26	15,31	1,30	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,491	0,451	0,611	-0,041	1,021
IO A S		4	0,021	1,701	30,41	53,10	13,32	1,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,241	1,311	0,621	0,121	1,051
I P E		5	11,541	27,331	42,45	15,52	2,50	0,56	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,311	0,201	0,901	-0,091	0,861
IO E B		6	8,351	39,911	46,32	5,01	0,31	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,031	0,001	0,661	-0,051	0,901
IO L A		7	5,911	13,251	25,35	28,42	13,48	5,18	1,05	3,15	1,05	1,05	1,05	2,10	1,141	1,221	1,731	0,221	1,561
I A S	F18b	1	19,021	27,431	34,61	14,87	2,64	1,16	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,111	0,071	0,981	0,051	0,791
IC T		2	0,341	7,781	49,18	31,84	5,84	0,02	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,891	0,971	0,931	0,291	1,571
IA I		3	7,141	25,021	39,68	15,64	4,27	2,09	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	2,05	0,491	0,531	1,451	0,281	1,921
IM A		4	10,061	17,821	36,96	21,68	6,00	2,16	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	1,00	0,671	0,651	1,381	0,171	1,551
IP O		5	11,521	29,381	39,95	13,96	3,32	1,41	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,211	0,201	0,941	0,081	1,061
IO		6	14,961	28,901	37,94	15,30	2,41	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,191	0,101	0,931	-0,011	0,861
		7	0,001	0,481	17,51	54,71	18,43	2,83	1,01	1,01	2,01	1,01	1,01	1,01	1,391	1,601	1,011	0,441	1,911
		8	0,101	0,821	8,86	28,80	35,37	16,02	1,00	2,01	1,00	1,00	1,00	5,01	2,231	2,361	1,681	0,361	1,961
		9	5,831	26,271	49,05	16,09	1,81	0,74	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,391	0,341	0,781	-0,081	1,041
		10	24,681	42,001	14,22	8,12	3,06	1,90	1,26	1,26	1,26	1,26	1,26	1,00	0,491	-0,091	1,481	0,641	1,571
	F18c	1	2,241	27,141	48,42	14,00	2,74	0,98	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	1,00	0,421	0,471	1,001	0,251	1,651
		2	0,441	14,321	52,42	23,70	3,98	1,08	0,78	0,76	0,76	0,76	0,76	1,00	0,721	0,741	0,851	0,211	1,521
		3	19,241	29,901	31,75	15,03	2,99	1,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,061	0,041	0,991	0,121	0,791
		4	5,601	25,121	45,13	20,99	2,64	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,521	0,431	0,831	-0,111	1,011
		5	7,361	23,201	36,72	18,92	4,82	2,74	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,00	0,591	0,631	1,461	0,261	1,731
		6	16,201	19,561	31,26	19,02	5,98	2,30	1,42	1,42	1,42	1,42	1,42	0,00	0,521	0,441	1,551	0,161	1,341
		7	0,411	1,101	10,61	29,96	32,92	12,58	1,12	1,03	1,03	1,03	1,03	5,17	2,191	2,281	1,711	0,351	1,941
		8	0,341	7,981	53,02	28,34	4,38	1,30	0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	1,00	0,821	0,891	0,921	0,301	1,881
		9	10,941	25,081	24,27	22,05	9,32	2,23	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,621	0,661	1,641	0,251	1,301
	F18d	1	19,481	23,941	27,69	13,22	6,78	2,52	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,09	0,231	0,391	1,681	0,351	1,311
		2	0,981	4,161	25,28	33,34	17,19	7,83	1,02	2,04	1,02	1,02	1,02	5,10	1,481	1,811	1,891	0,511	2,071
		3	11,151	32,781	36,72	14,59	3,67	0,99	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,181	0,171	0,941	0,111	0,981
		4	7,661	14,511	16,69	18,43	22,91	12,54	1,04	2,08	1,04	2,08	2,08	1,04	1,601	1,491	1,891	0,061	1,091
		5	30,621	37,261	10,72	4,90	8,78	3,66	1,02	1,02	1,02	1,02	1,00	0,00	-0,511	0,151	1,501	0,681	1,291
	F19a	1	1,041	19,131	56,54	18,19	3,40	1,64	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,591	0,571	0,701	0,081	1,181
		2	3,011	33,121	50,27	9,65	2,62	1,12	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,261	0,271	0,711	0,111	1,171
		3	4,001	36,301	40,66	9,74	2,54	1,22	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,00	0,211	0,321	1,231	0,381	2,041
		4	2,481	25,801	47,13	16,13	6,10	2,31	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,471	0,521	0,871	0,171	1,201
		5	14,261	18,621	23,16	9,74	10,62	10,20	3,09	1,03	3,09	1,03	1,03	5,15	0,721	1,201	2,521	0,451	1,191
		6	28,571	42,851	17,27	4,63	3,14	3,30	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,571	-0,321	0,981	0,531	1,251
		7	5,321	19,931	27,88	11,30	10,33	9,27	1,06	2,13	2,13	2,13	2,13	8,51	0,901	1,531	2,491	0,521	1,271
	F19b	1	33,741	39,191	19,90	6,03	0,90	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,601	-0,401	0,751	0,461	0,871
		2	1,601	11,411	35,57	38,42	11,11	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,011	1,011	0,871	-0,031	1,171
C		3	0,311	1,741	8,13	23,45	28,80	22,86	2,10	3,15	2,10	3,15	1,05	6,30	2,481	2,541	1,801	0,301	1,771
I A		4a	41,881	31,931	16,71	6,39	2,02	1,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,771	-0,461	0,821	0,641	1,001
IS	P	4b	1,611	18,481	60,87	15,25	2,58	1,09	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,541	0,511	0,651	0,111	1,201
IE	E	4c	52,751	28,631	12,57	3,68	1,41	0,82	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,001	-0,661	0,691	0,811	1,221
IR	L	5a	5,621	41,461	48,88	3,76	0,20	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,031	0,051	0,581	-0,031	1,021
IT	A	5b	3,681	29,561	51,92	12,34	2,04	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,321	0,321	0,691	-0,021	1,061
IA		F19c	1	3,151	36,511	50,56	8,94	0,69	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,181	0,191	0,631	0,031	1,001
IO	S		2	0,211	2,501	19,22	30,42	25,15	11,22	1,03	1,03	1,03	1,03	4,10	0,911	2,071	1,701	0,351	1,611
IA			3	0,001	3,051	40,47	47,71	7,89	0,85	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	1,101	1,121	0,591	0,101	1,201
IO	O		4	0,281	2,311	10,19	27,72	32,10	13,43	2,15	4,29	2,15	1,07	4,29	2,231	2,381	1,701	0,321	1,711
IO			5	2,001	28,821	50,92	10,26	2,06	0,82	0,78	0,78	0,78	0,78	2,00	0,331	0,401	1,081	0,341	2,131
I S	F19d	1a1	3,471	16,711	46,23	20,92	7,17	5,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,701	0,741	1,041	0,161	1,431
IC	E	1a2	6,201	25,041	49,37	14,74	2,82	1,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,451	0,371	0,831	-0,031	1,181
IA	B	F19e	1	6,931	25,471	47,53	14,91	3,00	2,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,401	0,361	0,871	0,001	1,171
IM	A		2a	9,661	27,911	35,98	10,91	5,79	3,71	2,02	1,01	1,01	1,01	1,01	0,331	0,531	1,491	0,361	1,581
IP	S		2b	24,851	42,951	27,34	4,05	0,70	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,411	-0,321	0,711	0,211	0,741
IO	T		3	2,761	10,291	36,15	36,51	10,61	3,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,021	1,021	0,941	0,021	1,271
I I	F19III	1	59,901	29,101	8,78	2,00	0,20	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,031	-0,811	0,501	0,751	1,401
I		2	31,151	43,701	20,38	4,22	0,46	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,581	-0,451	0,681	0,371	0,861
I		3	13,791	29,021	44,92	11,33	0,82	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,171	0,051	0,811	-0,111	0,801
I		4	5,201	26,791	55,40	11,68	0,88	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,321	0,271	0,681	-0,111	1,081
I		5	43,611	33,381	21,63	1,30	0,08	0,0											

continuação:

LOCAL, IPERFILIA, AMOSTRA	DIAMETRO EM MM (Escala Wentworth)												PARAMETROS					
	GRANULO		AREIA				SILTE				ARGILA	ESTATISTICOS						
	4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,062	0,031	0,016	0,008	0,004	< 0,004	Kd	Kz	σ <sub>1</sub>	SK <sub>1</sub>	K <sub>G</sub>	
F112	1a	13,931	38,511	29,59	12,23	3,83	1,86	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,051	0,051	0,991	0,241	1,001	
	1b	17,341	31,161	27,68	13,50	4,76	1,24	1,08	1,08	1,08	1,08	0,00	0,071	0,161	1,281	0,301	1,101	
	2a	8,951	40,011	37,70	6,80	1,63	0,88	1,01	1,01	1,01	1,01	0,00	0,031	0,071	1,001	0,271	1,521	
	2b	16,271	44,791	28,74	4,69	1,40	0,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,00	1-0,201	-0,181	0,921	0,221	1,321	
C F113	1	0,821	17,721	55,80	21,20	3,72	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,601	0,611	0,691	0,041	1,141
	2	0,881	29,281	50,23	13,72	3,83	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,401	0,431	0,771	0,171	1,181	
	3	10,591	46,121	34,99	5,23	1,66	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,101	-0,081	0,741	0,141	1,021	
	4	27,961	35,891	11,05	6,25	9,04	4,72	1,02	2,04	1,02	1,02	0,00	1,02	-0,431	0,241	1,621	0,671	1,061
	5	13,041	16,831	23,31	29,61	9,95	0,20	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	3,03	0,901	0,731	1,791	0,131	1,451
	6	60,381	23,551	2,63	4,10	5,81	3,25	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-1,021	-0,721	0,881	0,841	2,991
	7	3,671	18,621	15,39	19,32	18,84	7,00	3,03	2,02	2,02	3,03	7,06	1,651	1,921	2,531	0,321	1,361	
	8	12,881	27,261	33,62	13,58	4,74	2,30	1,16	1,16	1,16	1,16	1,14	1,00	0,291	0,361	1,461	0,291	1,541
F114	1	9,891	33,441	44,23	8,15	3,01	1,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,121	0,121	0,821	0,071	1,161
	2	6,631	30,471	40,24	10,20	2,59	1,63	1,03	1,03	2,06	1,03	3,10	0,281	0,411	1,621	0,421	2,631	
	3	2,671	28,471	45,18	11,54	3,71	2,32	2,04	1,02	1,02	1,02	0,00	0,401	0,511	0,241	0,381	2,011	
	4	7,841	27,861	39,77	13,84	4,00	1,56	1,03	2,05	1,03	1,03	0,00	0,401	0,421	1,271	0,241	1,701	
F115	1	12,311	33,921	43,04	8,62	1,40	0,48	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,061	0,021	0,791	-0,021	0,881
	2	3,421	22,991	46,72	15,49	4,31	1,97	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,621	0,581	1,171	0,271	1,821
	3	2,091	13,241	48,70	21,47	4,20	1,95	2,09	3,13	1,04	1,04	1,04	1,04	0,741	0,871	1,341	0,381	2,291
	4	3,111	23,601	44,07	11,80	4,39	2,80	1,02	3,07	1,02	1,02	4,09	0,571	0,841	1,821	0,511	2,521	
	5	0,901	19,021	56,57	14,38	2,79	1,23	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,541	0,601	1,031	0,321	2,171
F116	1	4,041	32,001	43,53	10,73	2,94	1,65	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	0,301	0,371	1,181	0,321	1,891
	2	0,371	12,271	52,07	21,17	4,37	2,53	1,03	1,03	1,03	1,03	3,09	0,721	0,891	1,391	0,441	2,771	
	3	0,511	3,321	19,97	37,95	23,43	7,71	1,02	2,03	1,02	1,02	2,03	1,651	1,771	1,351	0,321	1,621	
	4	6,981	34,561	34,66	11,96	3,96	2,12	1,20	1,20	1,18	1,18	1,00	0,211	0,361	1,361	0,381	1,781	
F117	1	15,761	44,161	25,44	5,38	2,16	1,40	1,18	1,18	1,18	1,18	1,16	1,00	0,231	-0,101	1,341	0,431	1,911
	2	1,051	17,341	57,54	14,15	2,82	0,02	2,02	1,01	1,01	1,01	2,02	0,541	0,651	1,211	0,421	2,661	
	3	1,971	19,751	59,21	12,87	2,07	0,04	1,02	1,02	1,02	1,02	0,00	0,491	0,511	0,771	0,151	1,451	
	4	1,091	17,851	63,81	14,89	2,34	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,511	0,491	0,611	0,041	1,191	
F118	1	0,701	12,921	54,69	21,73	4,20	1,63	1,03	1,03	1,03	1,03	0,00	0,721	0,751	0,921	0,261	1,731	
	2	0,001	0,001	0,001	0,121	53,291	45,291	1,301	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	3,001	2,961	0,311	-0,051	0,991
	3	0,001	0,001	0,001	0,191	65,761	34,051	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	2,881	2,871	0,321	0,011	0,981
	4	0,001	0,001	0,001	0,251	56,191	43,441	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	2,961	2,951	0,291	-0,031	1,011
	5	0,001	0,001	0,001	0,241	57,651	40,591	1,021	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	2,911	2,911	0,341	-0,071	1,001
F119	1	0,001	0,001	0,001	0,241	61,661	37,381	0,711	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	2,901	2,881	0,331	-0,051	0,951
	2	40,691	25,711	14,96	5,66	3,51	3,40	1,01	2,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1-0,661	-0,141	1,561	0,731	1,601
	3	16,051	17,091	14,40	7,29	5,16	3,97	1,06	5,31	1,06	7,43	20,17	1,151	2,771	3,801	0,541	0,521	
	4	7,881	15,631	23,12	13,41	8,31	4,83	2,06	5,16	1,03	1,03	17,54	1,201	2,951	3,611	0,581	0,841	
F120	1	40,391	32,741	15,98	6,51	2,49	1,71	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1-0,731	-0,401	0,901	0,641	1,061
	2	6,391	17,561	37,95	21,59	6,10	4,16	2,08	1,04	1,04	0,00	2,08	0,731	0,821	1,441	0,241	1,661	
	3	13,031	33,201	25,10	7,95	4,06	3,40	2,00	2,04	1,02	1,02	6,12	0,111	0,801	2,401	0,621	2,041	
	4	34,281	14,501	11,76	8,49	6,79	6,37	3,14	4,19	2,10	1,05	7,33	0,101	1,191	2,841	0,651	0,991	
	5	25,421	23,631	18,05	8,77	5,96	4,80	1,03	2,06	1,03	2,06	7,20	0,041	0,791	2,541	0,621	1,351	
F121	1	13,341	22,591	30,64	13,53	5,75	4,84	1,03	2,07	2,07	2,07	2,07	2,07	0,521	0,741	2,001	0,391	1,721
	2	15,521	16,061	13,11	9,10	7,26	6,80	2,07	9,33	1,04	2,07	17,63	1,451	2,861	3,761	0,471	0,691	
	3	8,971	15,021	18,02	9,78	5,79	3,59	2,68	6,70	1,34	2,68	25,44	1,761	3,211	3,711	0,471	0,521	
	4	0,001	1,871	11,48	30,28	24,50	9,61	2,12	6,36	1,06	2,12	10,61	2,201	2,981	2,331	0,551	1,501	
	5	10,301	40,261	23,48	7,24	4,01	4,36	1,03	3,10	2,07	1,03	3,10	0,001	0,601	2,001	0,631	1,911	
	6	2,981	38,361	33,38	9,60	3,94	2,55	2,04	1,02	3,06	1,02	2,04	0,251	0,571	1,681	0,561	2,281	
	7	24,061	18,461	17,12	16,78	9,19	4,86	1,06	2,12	1,06	1,06	4,24	0,541	0,751	2,221	0,371	1,221	
	8	25,121	27,091	21,57	12,84	5,44	2,80	1,03	1,03	2,05	1,03	0,00	1-0,091	0,191	1,491	0,451	1,051	
F122	1	0,761	3,131	6,23	8,77	21,20	18,66	2,06	8,25	2,06	1,03	27,84	3,451	4,511	3,001	0,381	0,621	
	2	0,841	10,351	31,08	28,05	14,10	6,17	1,05	1,05	2,09	1,05	4,18	1,201	1,471	1,821	0,441	1,871	
	3	2,001	8,191	19,53	22,73	21,36	14,48	1,07	1,07	4,26	0,00	5,33	1,901	1,981	2,091	0,281	1,551	
	4	1,851	9,691	20,91	22,41	18,71	11,86	1,04	3,12	1,04	2,08	7,28	1,761	1,961	2,211	0,341	1,501	
	5	28,841	35,121	21,82	5,88	2,18	1,18	1,00	1,00	1,00	0,98	1,00	1-0,371	-0,181	1,271	0,481	1,451	
	6	11,331	23,501	29,02	14,55	5,21	2,33	1,00	2,01	1,00	1,00	0,04	0,551	0,991	2,411	0,491	1,961	
	7	18,951	19,621	20,40	14,17	7,85	5,33	3,16	2,11	1,05	1,05	6,32	0,541	1,021	2,531	0,451	1,351	
	8	8,921	25,371	32,74	14,68	6,10	4,79	3,18	1,06	1,06	1,06	1,06	1,06	0,451	0,721	1,591	0,361	1,421
F123	1	19,631	13,251	23,79	20,77	8,66	4,48	1,05	2,09	1,05	1,05	4,19	0,781	0,781	2,171	0,271	1,491	

Tab. 10.1 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de sedimentos, de acordo com a respectiva procedência.

Com os dados da análise mecânica foram construídas as curvas de frequência acumulada em papel de probabilidade aritmética, sendo então determinado o teor mais provável no intervalo

de classe. Para classificação do tamanho dos grãos foi empregada a escala de Wentworth (1922).

Para a análise em laboratório foram coletados somente os clastos menores de 2 mm. Nas linhas de seixos foi coletada apenas a matriz. Os ruditos (seixos, blocos e matacões) foram medidos separadamente e aleatoriamente na área de ocorrência dos terraços do Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo (Capela São Sebastião). O diâmetro dos clastos medidos e classificação encontram-se na tabela 10.2. A classificação dos mesmos foi feita de acordo com a escala de Wentworth (1922).

Classificação de Fragmentos de Rocha

Classificação de Fragmentos de Rocha

d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES	d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES
1000,00	650,00	500,00	687,53	matacao	700,00	480,00	320,00	475,51	matacao
370,00	310,00	130,00	246,13	bloco	1270,00	800,00	700,00	892,61	matacao
240,00	200,00	120,00	179,26	bloco	340,00	340,00	210,00	289,55	matacao
1100,00	900,00	750,00	905,52	matacao	1050,00	800,00	600,00	795,81	matacao
400,00	170,00	300,00	273,24	matacao	780,00	400,00	350,00	477,98	matacao
570,00	250,00	360,00	371,57	matacao	360,00	330,00	230,00	301,20	matacao
300,00	240,00	150,00	221,04	bloco	580,00	560,00	300,00	460,16	matacao
120,00	80,00	70,00	87,59	bloco	1000,00	600,00	500,00	669,43	matacao
1400,00	450,00	800,00	795,81	matacao	280,00	230,00	130,00	203,05	bloco
70,00	60,00	50,00	59,44	seixo	600,00	400,00	500,00	493,24	matacao
110,00	60,00	90,00	84,06	bloco	450,00	300,00	220,00	309,68	matacao
600,00	550,00	500,00	548,48	matacao	800,00	700,00	360,00	586,36	matacao
650,00	170,00	460,00	370,43	matacao	970,00	650,00	400,00	631,80	matacao
240,00	180,00	100,00	162,87	bloco	670,00	450,00	370,00	481,39	matacao
260,00	180,00	100,00	167,27	bloco	180,00	150,00	60,00	117,45	bloco
500,00	200,00	340,00	323,96	matacao	70,00	70,00	40,00	58,09	seixo
500,00	280,00	140,00	269,62	matacao	60,00	40,00	30,00	41,60	seixo
800,00	450,00	450,00	545,14	matacao	70,00	50,00	40,00	51,92	seixo
450,00	250,00	210,00	286,94	matacao	100,00	80,00	30,00	62,14	seixo
260,00	180,00	110,00	172,67	bloco	60,00	30,00	30,00	37,80	seixo
460,00	250,00	300,00	325,54	matacao	60,00	50,00	50,00	53,13	seixo
1000,00	700,00	600,00	748,89	matacao	60,00	50,00	20,00	39,15	seixo
240,00	240,00	180,00	218,05	bloco	70,00	60,00	30,00	50,13	seixo
560,00	250,00	280,00	339,70	matacao	90,00	60,00	50,00	64,63	bloco
300,00	270,00	140,00	224,67	bloco	140,00	60,00	40,00	69,52	bloco
220,00	180,00	100,00	158,21	bloco	150,00	100,00	80,00	106,27	bloco
120,00	90,00	70,00	91,10	bloco	90,00	70,00	50,00	68,04	bloco
200,00	130,00	100,00	137,51	bloco	40,00	30,00	20,00	28,84	seixo
190,00	180,00	70,00	133,77	bloco	50,00	40,00	40,00	43,09	seixo
220,00	150,00	120,00	158,21	bloco	90,00	50,00	50,00	60,82	seixo
220,00	130,00	90,00	137,05	bloco	70,00	40,00	50,00	51,92	seixo
100,00	70,00	60,00	74,89	bloco	80,00	60,00	50,00	62,14	seixo
80,00	60,00	50,00	62,14	seixo	80,00	70,00	70,00	73,19	bloco
80,00	50,00	80,00	68,40	bloco	80,00	60,00	50,00	62,14	seixo
110,00	40,00	40,00	56,04	seixo	110,00	60,00	50,00	69,10	bloco
60,00	40,00	40,00	45,79	seixo	110,00	70,00	90,00	88,49	bloco
200,00	140,00	130,00	153,83	bloco	120,00	70,00	60,00	79,58	bloco
300,00	230,00	90,00	183,81	bloco	100,00	40,00	40,00	54,29	seixo

continua...

Classificação de Fragmento de Rochas

Classificação de Fragmento de Rochas

d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES	d1 (mm)	d2 (mm)	d3 (mm)	D	CLASSES
130,00	100,00	60,00	92,05	bloco	150,00	100,00	80,00	106,27	bloco
850,00	450,00	750,00	659,52	matacao	120,00	120,00	50,00	89,63	bloco
750,00	500,00	260,00	460,26	matacao	70,00	70,00	50,00	62,57	seixo
180,00	150,00	90,00	134,44	bloco	400,00	220,00	180,00	251,14	bloco
150,00	100,00	60,00	96,55	bloco	370,00	300,00	200,00	281,05	matacao
70,00	50,00	40,00	51,92	seixo	130,00	90,00	60,00	88,87	bloco
70,00	50,00	50,00	55,93	seixo	150,00	100,00	70,00	101,64	bloco
170,00	110,00	100,00	123,20	bloco	90,00	70,00	70,00	76,12	bloco
400,00	290,00	170,00	270,17	matacao	260,00	190,00	100,00	170,31	bloco
200,00	110,00	100,00	130,06	bloco	100,00	60,00	80,00	78,30	bloco
730,00	370,00	300,00	432,73	matacao	180,00	140,00	90,00	131,39	bloco
480,00	340,00	150,00	290,36	matacao	200,00	130,00	110,00	141,95	bloco
500,00	460,00	300,00	410,16	matacao	60,00	50,00	30,00	44,81	seixo
500,00	240,00	230,00	302,21	matacao	70,00	40,00	30,00	43,80	seixo
800,00	650,00	400,00	592,50	matacao	150,00	70,00	70,00	90,25	bloco
400,00	270,00	200,00	278,50	matacao	70,00	60,00	40,00	55,18	seixo
700,00	400,00	250,00	412,13	matacao	70,00	50,00	30,00	47,18	seixo
900,00	500,00	660,00	667,19	matacao	50,00	50,00	40,00	46,42	seixo
630,00	500,00	300,00	455,49	matacao	110,00	60,00	30,00	58,28	seixo
200,00	200,00	100,00	158,74	bloco	60,00	50,00	50,00	53,13	seixo
310,00	200,00	120,00	195,22	bloco	110,00	70,00	40,00	67,53	bloco
750,00	650,00	480,00	616,22	matacao	90,00	80,00	60,00	75,60	bloco
100,00	50,00	30,00	53,13	seixo	580,00	270,00	230,00	330,25	matacao
900,00	850,00	780,00	841,88	matacao	650,00	370,00	430,00	542,11	matacao
870,00	500,00	450,00	580,63	matacao	200,00	120,00	110,00	138,21	bloco
750,00	580,00	500,00	601,39	matacao	110,00	60,00	60,00	73,43	bloco
1100,00	400,00	560,00	626,92	matacao	90,00	70,00	40,00	63,16	seixo
250,00	210,00	100,00	173,80	bloco	60,00	40,00	30,00	41,60	seixo
250,00	250,00	120,00	195,74	bloco	1800,00	1000,00	1000,00	1216,44	matacao
1800,00	1300,00	800,00	1232,45	matacao	900,00	900,00	500,00	739,86	matacao
900,00	700,00	580,00	714,92	matacao	1200,00	800,00	400,00	726,85	matacao
1500,00	1000,00	900,00	1105,21	matacao	800,00	700,00	500,00	654,21	matacao
580,00	400,00	400,00	452,74	matacao	600,00	300,00	450,00	432,67	matacao
2100,00	700,00	1150,00	1191,26	matacao	300,00	250,00	250,00	265,66	matacao
900,00	400,00	200,00	416,02	matacao	350,00	300,00	250,00	297,20	matacao
800,00	500,00	450,00	564,62	matacao	200,00	200,00	130,00	173,25	bloco
430,00	310,00	210,00	303,63	matacao	230,00	200,00	100,00	166,31	bloco

Tab. 10.2 - Diâmetro do material rodado e respectiva classificação, de acordo com a escala de Wentworth.

### 10.1.2 - Representação gráfica

Para a representação gráfica foram utilizados histogramas, diagramas de setor, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares de classificação.

Através da curva de frequência acumulada obtém-se os percentis 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84% e 95% para o cálculo gráfico dos parâmetros estatísticos.

Neste trabalho, os valores do diâmetro médio aritmético, diâmetro mediano, desvio padrão, assimetria e curtose, foram

obtidos a partir de um "software", que calcula esses parâmetros estatísticos de acordo com Folk e Ward (1957).

### 10.1.3 - Classificação e nomenclatura

Para classificação das areias adotou-se a escala proposta por Wentworth, com a introdução de modificações para uso em diagrama triangular de Shepard (1954b) (fig. 10.1).

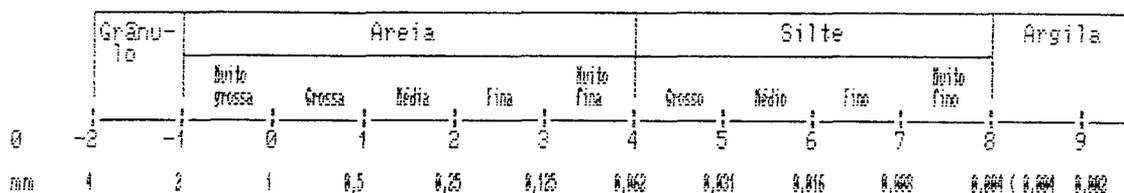


Fig. 10.1 - Intervalos de variação granulométrica de sedimentos clásticos, em φ e em mm.

Para melhor caracterização das amostras de sedimentos, utilizou-se a representação em diagramas triangulares, propondo para os vértices denominações diferentes conforme a percentagem de grânulos.

Para amostras com mais de 5% de grânulos foram propostas as seguintes denominações: grânulo, areia e lama (silte + argila). Para as amostras com menos de 5% de grânulos: argila, areia (areia + grânulos) e silte. Tais diagramas encontram-se representados na figura 10.2.

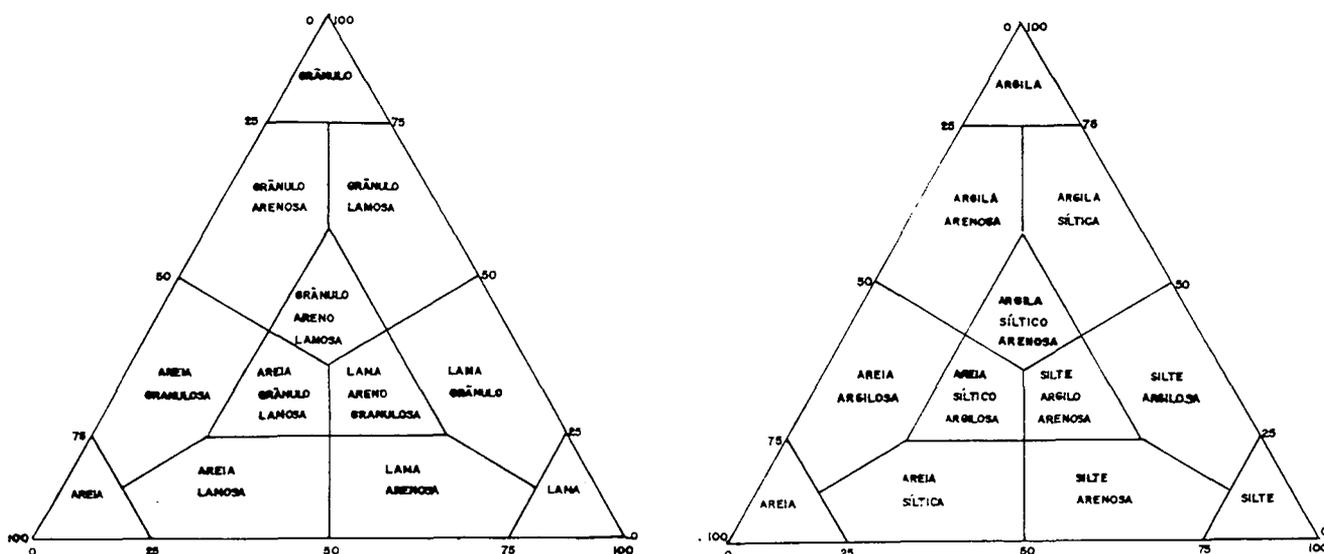


Fig. 10.2 - Diagramas triangulares da textura dos sedimentos, de acordo com a composição granulométrica das amostras.

Na tabela 10.3 encontra-se numericamente expressa a freqüência dos diferentes tipos de sedimentos, classificados de acordo com o diagrama triangular.

Das 179 amostras analisadas, 124 (69,27%) são classificadas como areia; 38 (21,23%) como areia granulosa; 8 (4,47%) co-

mo areia lamosa ; 4 (2,23%) como grânulo arenoso, 3 (1,68%) como areia siltica e 2 (1,12%) como areia argilosa.

Tipos de sedimento		Prata	Duna	Duna dissipada	Fluvial + Leque	Rampa Col. - Atuv.
Argila	Argila					
	Argila arenosa					
	Argila siltica					
Areia	Areia			13	106	5
	Areia Argilosa			1		1
	Areia Siltica				2	1
	Areia granulosa				33	5
	Areia lamosa				7	1
Silte	Silte					
	Silte argiloso					
	Silte arenoso					
	Argila siltico-arenosa					
	Areia siltico-argilosa					
	Silte argilo-arenoso					
Grânulo	Grânulo					
	Grânulo arenoso				4	
	Grânulo lamoso					
Lama	Lama					
	Lama arenosa					
	Lama granulosa					

Tab. 10.3 - Frequência dos tipos de sedimentos, baseada na classificação pelo diagrama triangular, segundo a procedência das amostras.

#### 10.1.4 - Medidas de tendência central

Entre as medidas de tendência central são considerados os diâmetros médio aritmético e mediano, a classe modal e o número de classes texturais presentes nas amostras examinadas.

a - O diâmetro médio aritmético (Mz) é obtido graficamente através da seguinte fórmula (Folk & Ward, 1957):

$$M_z = \frac{\phi_{18} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

O diâmetro médio aritmético, segundo a procedência das amostras, apresenta os seguintes valores médios e extremos (tab. 10.4):

		Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Mz	Máximo	0,1719	1,7532	1,1329
	Mínimo	0,0464	0,0713	0,0439
	Médio	0,1497	0,3368	0,4414

Tab. 10.4 - Valores médios e extremos do diâmetro médio, em mm.

b - O diâmetro mediano (Md) corresponde a 50% da distribuição granulométrica, sendo obtido graficamente por inspeção direta da curva de frequência acumulada.

O diâmetro mediano, segundo a procedência das amostras, apresenta os seguintes valores médios e extremos (tab. 10.5):

		Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Md	Máximo	0,6974	2,0420	1,2924
	Mínimo	0,125	0,125	0,0915

Tab. 10.5 - Valores extremos do diâmetro mediano, em mm.

c - A classe modal, na qual se situa a dominante granulométrica, refere-se à classe onde se encontram os grãos mais freqüentes, portanto onde se acha o diâmetro modal da amostra.

As ocorrências das várias classes modais para as amostras analisadas, neste trabalho, encontram-se na tabela 10.6.

		Intervalo de Classe em mm	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
Grânulo		2 - 4		12	1
A r e i a	M G	1 - 2		38	4
	G	0,5 - 1		74	5
	M	0,25 - 0,5		16	2
	F	0,125 - 0,25	13	12	1
	M F	0,062 - 0,125	1		
S i l t e	G	0,031 - 0,062			
	M	0,016 - 0,031			
	F	0,008 - 0,016			
	M F	0,004 - 0,008			
Argila		< 0,004			

Tab. 10.6 - Freqüência em nº de casos, nas várias classes modais, de acordo com a procedência das amostras.

Nota-se que o número de intervalos de classes (5) é o mesmo para amostras do ambiente fluvial e rampas, diferindo completamente para amostras de dunas dissipadas (2). As amostras do ambiente fluvial e rampas distribuem-se entre as classes modais grânulo (1 - 2 mm) e areia fina (0,125 - 0,25 mm), concentrando-se nas classes modais areia grossa (0,5 - 1 mm) a muito grossa (0,25 - 0,5). As amostras de dunas dissipadas se distribuem pelas classes de areia fina e muito fina (0,062 - 0,125 mm).

As amostras de ambiente fluvial e rampas também se apresentam em percentagens semelhantes para cada intervalo de classe: grânulo (7,89 e 7,69%), areia muito grossa (25 e 30,77%), areia grossa (48,69 e 38,47%), areia média (10,53 e 15,38%) e areia fina (7,89 e 7,69%), respectivamente. Nas de dunas dissipadas 92,86% das amostras concentram-se no intervalo da areia fina.

A tabela 10.7 assinala qual a percentagem que ocorre na classe modal, bem como a sua freqüência em número de casos.

Os dados da referida tabela indicam que as amostras dos diferentes ambientes divergem bastante com relação às

Intervalo de Classe em mm	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
0 - 10			
10 - 20		5	
20 - 30		13	8
30 - 40		50	4
40 - 50	1	52	12
50 - 60	1	26	
60 - 70		6	
70 - 80	5		
80 - 90	7		
90 - 100			

Tab. 10.7 - Percentagem na classe modal. Freqüência em nº de casos, de acordo com a procedência das amostras.

percentagens mais freqüentes na classe modal. As amostras de dunas dissipadas possuem percentagens mais freqüentes entre 80 e 90%. As amostras do ambiente fluvial têm em sua classe modal percentagens variáveis entre 10 e 70%, estando as mais freqüentes entre 30 e 50%. Nas amostras de rampa as percentagens mais comuns estão entre 20 e 30%.

Existe uma estreita correlação entre a freqüência da classe modal e o diâmetro mediano da amostra, bem como com o desvio padrão da distribuição (Bigarella et al., 1966). A comparação entre as tabelas 10.6, 10.7 e 10.10, confirma a existência desta correlação na área estudada.

d - As classes texturais são os intervalos da escala de Wentworth (1922) que apresentam uma freqüência de mais de 1% da distribuição granulométrica. A tabela 10.8 relaciona a freqüência do número de classes texturais, de acordo com as diferentes procedências.

Classes Texturais	Duna dissipada	Fluvial + leque	Rampa Col.-Aluv.
1			
2		3	
3	13	2	
4		25	
5		29	
6		31	1
7		2	1
8	1		
9		5	
10		24	4
11		31	7

Tab. 10.8 - Nº de classes texturais presentes. Freqüência em nº de casos, de acordo com a procedência das amostras.

As dunas dissipadas apresentam o maior número - 13 - de amostras com apenas três classes texturais. Considerando-se o total de amostras desta procedência esse número equivale a 92,86%. As amostras do ambiente fluvial apresentam de 2 a 11 classes texturais. O maior número de amostras de rampa apresentam de 10 a 11 classes texturais.

### 10.1.5 - Medidas de dispersão

a - O desvio-padrão gráfico incluso é obtido graficamente a partir da curva de freqüência acumulada mediante a seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

O desvio padrão em milímetro para as amostras é apresentada na tabela 10.9:

	Duna Diss.	Fluv. + Leque	Rampa
Máximo	0,1630	0,0718	0,125
Mínimo	0,8066	0,6468	0,4147
Médio	0,7022	0,4475	0,2432

Tab. 10.9 - Valores médios e extremos do desvio padrão, em mm, de acordo com a procedência das amostras.

A freqüência dos diversos valores do desvio padrão referentes às amostras, de acordo com a procedência, encontram-se na tabela 10.10.

Como a própria tabela indica, os sedimentos das dunas de dissipação são melhor selecionados. A maior parte das amostras do ambiente fluvial são de medianamente selecionadas (0,5 - 1) a pobremente selecionadas (1 - 2, 2 - 3, 3 - 4). As amostras que apresentam-se muito bem selecionadas, neste ambiente, referem-se a um perfil às margens do Rio da Madre, junto aos feixes de restinga, nas proximidades da ponte dos Morretes. Os sedimentos da rampa apresentam-se pobremente selecionados.

Desvio padrão		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Muito bem selecionado	0 - 0,35	4	6	
Bem selecionado	0,35 - 0,5	9	1	
Medianamente selecionado	0,5 - 1		81	
Pobremente selecionado	1 - 2		51	5
	2 - 3	1	9	7
	3 - 4		4	1
	> 4			

Tab. 10.10 - Frequência em nº de casos por intervalo do desvio padrão para as amostras de acordo com a sua procedência.

#### 10.1.6 - Medidas de assimetria e curtose

a - A assimetria gráfica inclusa é obtida mediante a seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$S_{ki} = \frac{\phi_{18} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{5} + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_{5})}$$

A frequência dos diversos valores da assimetria encontra-se na tabela 10.11.

A maior parte das amostras de dunas dissipadas apresentam-se aproximadamente simétrica (42,86%) e assimétrica positiva (42,86%). As amostras de ambiente fluvial apresentam, principalmente, assimetria muito positiva (42,11%) e assimetria positiva (30,26%). As amostras de rampa apresentam, predomina-

Desvio padrão		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Assimetria		Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Assimetria muito negativa	-1 a -0,3			
Assimetria negativa	-0,3 a -0,1	1	4	
Aproximadamente simétrico	-0,1 a 0,1	6	38	
Assimetria positiva	0,1 a 0,3	6	46	2
Assimetria muito positiva	0,3 a 1	1	64	11

Tab. 10.11 - Frequência em nº de casos por intervalo da assimetria para as amostras, de acordo com a sua procedência.

temente, assimetria muito positiva (84,62%).

Um valor positivo de assimetria significa que a curva é assimétrica em direção aos grãos mais finos, isto é, que o agente de transporte não eliminou a fração fina do material transportado. O contrário é verificado quando os valores são negativos (Bigarella et al., 1966).

Na área estudada predominam amostras com valores de assimetria positivos. A presença de valores de assimetria negativos ocorre numa amostra de dunas dissipadas e em quatro da planície de inundação do Rio da Madre. Tais amostras são constituídas por 98 a 100% de areia de fina a muito fina em quantidades proporcionais. Nos dois depósitos onde foram coletadas estas amostras as demais apresentam assimetria positiva e são constituídas por quantidade superior a 65% de areia fina.

Cronan (1972) concluiu que a interpretação de Duane (1964), de que assimetria negativa indicaria erosão ou não deposição enquanto assimetria positiva indicaria deposição, não pode ser estendida a sedimentos fortemente polimodais. De acordo com o mesmo autor, os valores das estatísticas vão refletir as diferentes proporções de misturas de diferentes modas e não o regime deposicional, que é único na área por ele estudada (Mar da Irlanda, entre a Ilha de Man e Cumberland). Na área objeto deste trabalho, o sinal da assimetria parece estar mais associada à distribuição granulométrica das amostras.

b - A curtose gráfica é dada pela seguinte fórmula de Folk & Ward (1957):

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_5)}$$

A freqüência dos diversos valores de curtose encontra-se na tabela 10.12.

Das 179 amostras coletadas, 54 apresentam distribuição normal (mesocúrticas). A maior parte das amostras de dunas dissipadas (78,58%) e 42 amostras de ambiente fluvial (27,63%) apresentaram-se mesocúrticas. Apenas 26 amostras do ambiente fluvial (17,10%) apresentam distribuições bimodais com duas modas iguais. Os valores leptocúrticos indicam sedi-

Curtose	Duna diss.	Fluv. + leque	Rampa
Muito platicúrtica < 0,67		2	1
Platicúrtica 0,67 - 0,9		26	
Mesocúrtica 0,9 - 1,11	11	42	1
Leptocúrtica 1,11 - 1,5	2	37	6
Muito leptocúrtica > 1,5	1	45	5

Tab. 10.12 Freqüência em nº de casos por intervalo da curtose para as amostras, de acordo com a sua procedência.

mentos relativamente bem selecionados na parte central da distribuição (Suguio, 1973).

### 10.1.7 - Correlação entre os parâmetros

A correlação entre os diferentes parâmetros da distribuição granulométrica foi testada, a fim de encontrar caracteres distintivos entre os ambientes pesquisados, bem como detectar qualquer tendência ou relação que melhor auxilie a interpretação do ambiente de sedimentação.

#### 10.1.7.1 - Correlação entre diâmetro médio e seleção

O diagrama da correlação entre os parâmetros  $M_z$  x  $\phi_r$  fornece numerosas informações relativas à variação dos valores de seleção, de acordo com o tamanho médio do grão.

Inman (1949) demonstrou que o coeficiente de seleção constitui uma função do tamanho da partícula, reconhecendo um padrão em forma de "V" ao redor do diâmetro médio 0,18 mm hidrodinamicamente excepcional. Partículas de tamanho maior ou menor apresentam-se menos selecionadas.

Folk & Ward (1957) estudando os sedimentos fluviais do Brazos River, verificaram que a melhor seleção ocorre quando existe uma moda proeminente na distribuição granulométrica. Por outro lado, a pior seleção é encontrada quando o tamanho médio aritmético situa-se a meio caminho entre os diâmetros modais. Estes autores mencionam que a verdadeira tendência da distribuição consiste, provavelmente, numa curva sinusoidal, repetida sobre vários comprimentos de onda, na qual a cada máximo corresponde uma moda presente na seqüência dos sedimentos considerados.

Os diagramas referentes à área estudada mostram a tendência em forma de "V". As areias do ambiente fluvial, desta área, apresentam uma grande variedade de tamanhos médios, entre 0,069 e 1,8 mm. Isto segundo Bigarella (1978), permite uma boa análise das relações entre os parâmetros  $M_z$  x  $\phi_r$ .

A inspeção no diagrama (fig. 10.3) sugere a presença de pelo menos duas modas principais: a) areia grossa e b) areia fina. Na moda de areia fina encontram-se amostras de dunas dissipada e do ambiente fluvial, as quais apresentam a melhor seleção. As amostras do ambiente fluvial (Perfil F118 - figs. 10.38 e 10.43) apresentam diâmetros ainda menores e melhor seleção que a maior parte das amostras de dunas dissipadas. As amostras do perfil F118, foram coletadas nas proximidades da localidade de Morretes, na planície de inundação do Rio da Madre, onde este atravessa depósitos referidos por Martin et al. (1988) como sendo de fundo de baía e lagunar holocênicos.

Paradoxalmente, são também amostras de areia fina que apresentam a pior seleção. Isto ocorre devido ao caráter bimodal da distribuição. São as amostras do ambiente fluvial (perfis F119, F120 e F121 - figs. 10.44, 10.45 e 10.46) que apresentam-se muito pobremente selecionadas. Amostras muito finas (silte gros-

seiro) de dunas dissipadas (1) e rampa (1) também apresentam-se mal selecionadas. A presença deste material em sedimentos de dunas dissipadas explica-se principalmente pelo processo de dissipação, o qual ocasionou a introdução de material coluvial nos depósitos eólicos próximos da encosta.

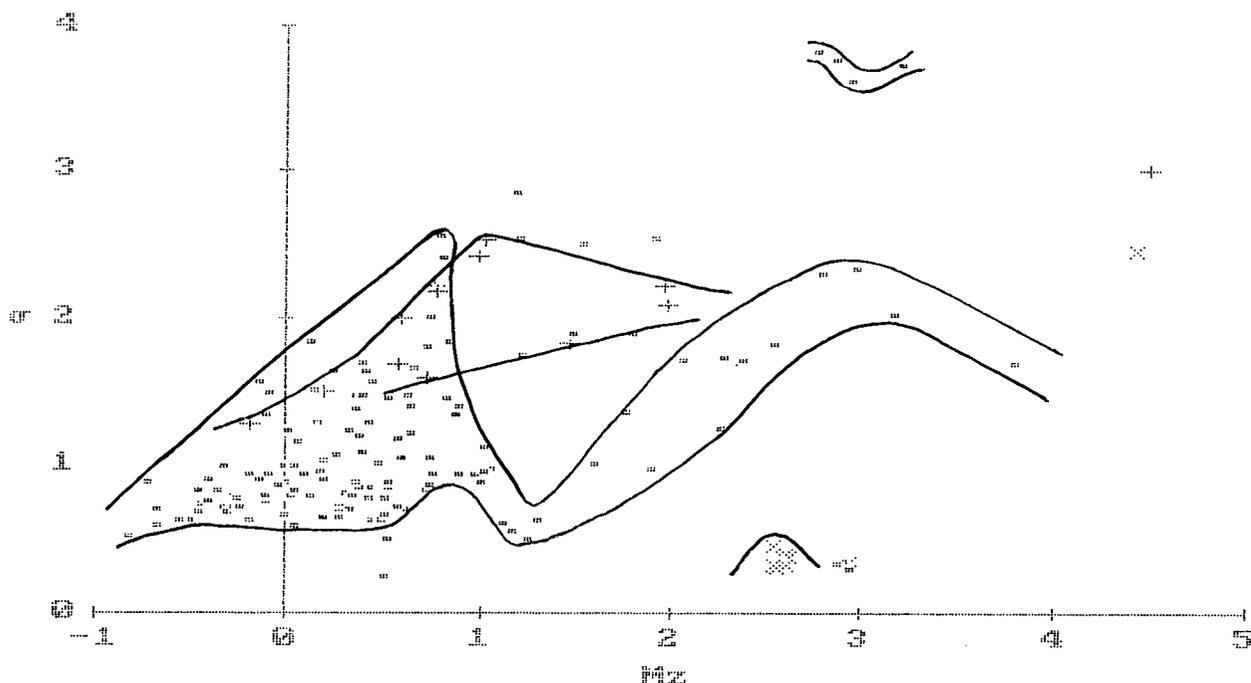


Fig. 10.3 - Diagrama de Correlação  $Mz \times \phi$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Araçatuba.

As amostras de rampa podem ser comparadas àquelas do ambiente fluvial na fração areia grossa. Entretanto, as amostras deste último apresentam-se normalmente melhor selecionadas: 50% das amostras apresentam-se medianamente selecionadas. Na fração média as amostras apresentam-se em parte medianamente selecionadas e em parte pobremente selecionadas. As amostras de rampa apresentam-se pobremente selecionadas em todas as frações que ocorrem (areia muito grossa, grossa e média). A pior seleção ocorre na fração areia grossa.

Tratando-se de amostras do ambiente fluvial, destacam-se aquelas coletadas nos depósitos relictos de leque aluvial pretérito do Rio Massiambu Pequeno. É possível isolar estas amostras numa faixa independente das demais do ambiente fluvial. Amostras desta área apresentam a pior seleção, devido ao caráter bimodal da distribuição granulométrica.

Como os sedimentos de praias, dunas e restingas não puderam ser estudados, será feita apenas uma referência bibliográfica aos mesmos.

Dê acordo com Bigarella (1978), os sedimentos de dunas e restingas podem ser comparados com aqueles das praias somente dentro de uma faixa limitada de tamanho de grãos. As amostras da porção estratigráfica inferior da restinga, que é de origem marinha, apresentam granulação mais grosseira, enquanto as da porção superior, originada, em grande parte, da dissipação das dunas, apresentam granulação mais fina. Desta forma, parte das amostras

de restingas assemelha-se às das dunas (Bigarella, 1978).

Segundo Shepard & Young (1961) a correlação entre diâmetro médio e desvio padrão não é significativa para a distinção entre areias de dunas e praias. Na Ilha de Mustang (USA), o recobrimento entre os dois tipos de sedimentos no diagrama  $M_z \times \delta r$  é explicado pela pequena faixa de variação do  $M_z$  (Mason & Folk, 1958). Friedman (1961) menciona que areias de dunas e fluviais, apresentam assimetria positiva sendo portanto difícil distinguí-las texturalmente. A distinção entre estes dois tipos de areia pode, contudo, ser feita em função do desvio padrão, pois, os sedimentos de dunas tendem a ser melhor selecionados.

Friedman (1961) destaca três campos num diagrama de  $M_z \times \delta r$ . As areias de dunas e fluviais podem ser distinguidas das areias de praia na base de seus parâmetros texturais, existindo, entretanto um campo de recobrimento. O referido autor salienta que no caso das amostras de dunas esse recobrimento não constitui entrave, pois o  $\delta r$  das mesmas não ultrapassa 0,5, enquanto que nas areias fluviais é freqüentemente superior a este valor.

Entre as amostras de dunas dissipadas e de areias fluviais do Rio da Madre, houve um pequeno recobrimento. Na área estudada cerca de 5% das amostras de sedimentos fluviais apresentam  $\delta r$  menor ou igual a 0,5. No diagrama de  $M_z \times \delta r$  da área, o recobrimento ocorre nas faixas de melhor seleção, não sendo maior em função do diâmetro médio que é menor para as amostras de sedimentos fluviais.

Bigarella (1978) citando Inman (1949), Griffiths (1951) e Folk & Ward (1957), refere que a seleção é controlada de perto pelo tamanho dos sedimentos, constituindo uma função sinusoidal do tamanho médio, portanto independente da distância do transporte e do ambiente. Até certo ponto estas conclusões são válidas para a área estudada pois os melhores valores de seleção são apresentados pelas amostras de areia fina. Algumas das amostras de areia fina e de frações mais finas, entretanto, apresentam-se mal selecionadas como decorrência do caráter bimodal da distribuição granulométrica. As amostras de rampa, de areia muito grossa a média, apresentam-se todas pobremente selecionadas.

#### 10.1.7.2 - Correlação entre diâmetro médio e assimetria

A assimetria, como indicam os diagramas  $M_z \times SK_r$  é função do tamanho do grão (Inman, 1949; Folk & Ward, 1957). A tendência é marcadamente sinusoidal (Bigarella, 1978).

Com referência às amostras de areia fina, entre 0,147 e 0,155 mm, coletadas nas dunas dissipadas, o diagrama (fig. 10.4) revela que as mesmas são, em proporção semelhante, aproximadamente simétricas e positivamente assimétricas. Uma das amostras na fração areia fina apresenta assimetria negativa. Esta amostra, ao contrário das demais, apresenta percentagem semelhante de areia fina (46,71%) e areia muito fina (49,69%). Uma outra amostra, classificada como areno-argilosa, apresenta assimetria muito positiva.

As amostras de sedimentos fluviais de areia muito grosseira e grosseira apresentam-se aproximadamente simétricas, positivamente ou muito positivamente assimétricos. As amostras de areia grosseira distribuem-se em proporções semelhantes nas três faixas. Somente amostras de areia grosseira, cerca de 2,2% do total, apresentam assimetria negativa.

As amostras de areia média apresentam-se, em proporções semelhantes, positivamente e muito positivamente simétricas. As amostras de areia fina coletadas na planície de inundação, na margem esquerda do Rio da Madre, são aproximadamente simétricas, enquanto aquelas coletadas no leque aluvial pretérito do Rio Masiambu Pequeno, apresentam-se muito positivamente assimétricas.

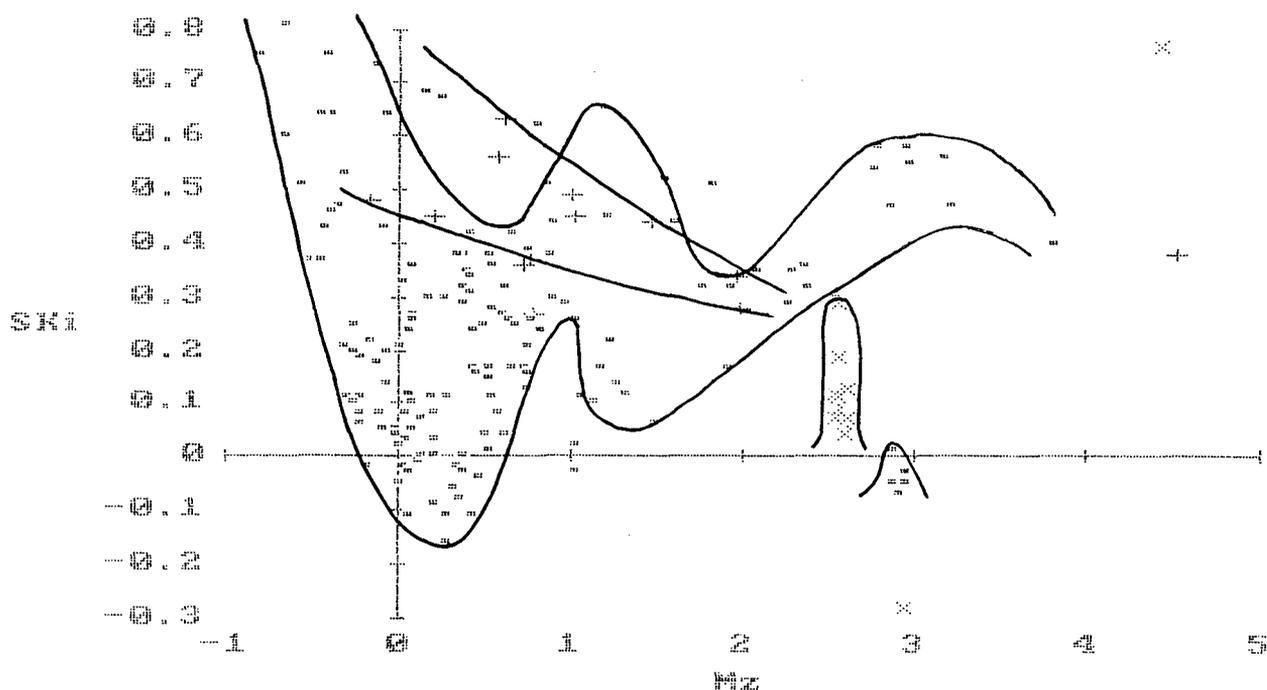


Fig. 10.4 - Diagrama de correlação  $M_z \times SK_r$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

Para as amostras, entre os tamanhos  $-0,18\phi$  e  $1,98\phi$  ( $1,132$  e  $0,218$  mm), coletadas na rampa, o diagrama  $M_z \times SK_r$  revela predominância de assimetria muito positiva.

As amostras de praia, dunas e restinga, não foram coletadas na área pesquisada, de modo que serão apresentadas apenas conclusões obtidas em outras áreas como referência para análises complementares futuras.

Friedman (1961), ao correlacionar o diâmetro médio (1º momento) com as medidas de assimetria (3º momento), obteve quase completa separação entre os campos representando areias de dunas e de praias. No diagrama de Friedman as areias de dunas apresentam-se predominantemente positivamente assimétricas, ao passo que as das praias apresentam-se negativamente assimétricas.

Bigarella et al. (1969) referem que as areias de dunas do Rio Grande do Sul possuem assimetria positiva, enquanto que aquelas de Santa Catarina e do Paraná apresentam tanto assimetria negativa quanto positiva.

Para amostras de areias de praias do sul e sudeste do Brasil, os mesmos autores, verificaram a ocorrência de assimetria negativa e positiva. Amostras com assimetria negativa predominando entre os tamanhos  $2\phi$  e  $3,5\phi$  (0,25 e 0,088 mm) e na faixa  $-1\phi$  e  $0,5\phi$  (2 e 0,707mm). Amostras com assimetria positiva predominando entre  $0,5\phi$  e  $2\phi$  (0,707 e 0,25mm).

Com relação aos sedimentos de restinga, Bigarella et al. (1969) referem que, no intervalo de areia fina, a maioria das amostras são negativamente assimétricas. A predominância de assimetria positiva foi verificada no intervalo  $0,5\phi$  a  $2\phi$  (0,707 a 0,25 mm).

Martins et al. (1970) analisaram 153 amostras de areia de praia na Ilha de Santa Catarina, caracterizando três regimes dinâmicos distintos: oceânico (leste da Ilha), da baía sul (oeste da Ilha) e da baía norte (oeste e extremo norte da Ilha). Verificaram que as amostras com  $M_z < 1\phi$  tendem a apresentar assimetria negativa, enquanto as aquelas com  $M_z > 1\phi$  apresentam assimetria positiva.

As praias oceânicas, com nível de energia elevado, são constituídas por areias de granulação média e apresentam assimetria "levemente" negativa. As praias da baía sul, com nível de energia baixo, são constituídas por areias grosseiras e apresentam assimetria positiva. As praias de baía do extremo norte, submetidas a um nível de energia maior do que as da baía sul, são formadas por areias finas e apresentam assimetria nitidamente negativa (Martins et al., 1970). Como as praias da área estudada situam-se ao sul da Ilha de Santa Catarina, o registro dessas conclusões serve de referência para estudos complementares posteriores.

Friedman (1961) considera a ocorrência de assimetria positiva em praia uma anomalia. Afirma que a mesma foi uma herança da assimetria positiva das areias fluviais ou excepcionalmente derivada da ação de correntes fortes. De acordo com o autor, nestas condições, as areias de praia aparentemente não atingiram o equilíbrio dentro do novo ambiente.

De acordo com Friedman (1961), assimetria positiva para as areias de praia com granulação muito fina, parece ser pouco comum, ao passo que, as areias mais grosseiras podem apresentar tanto assimetria positiva como negativa.

Para Bigarella et al. (1969), o sinal negativo da assimetria para a areia de praia não constitui uma particularidade do ambiente em si, porém depende do diâmetro médio da amostra. Os autores mencionam ainda, que o sinal da assimetria varia de acordo com a posição das amostras na praia.

Na comparação entre amostras de dunas, restingas e praias do sul e sudeste do Brasil foi verificado que há uma tendência geral das amostras de areia fina apresentarem assimetria negativa. A maior parte das amostras de areia de dunas caracterizam-se pela ocorrência de assimetria positiva. As amostras de praia de areia média apresentam algumas vezes assimetria negativa e outras positiva. Entretanto, as amostras de areia de praia com

$M_z$  ao redor de  $2,5\phi$  tendem a apresentar assimetria positiva como ocorre nas dunas (Bigarella et al., 1969).

### 10.1.7.3 - Correlação entre diâmetro médio e curtose

Segundo Bigarella (1978), diagramas de  $M_z \times K_g$  indicam que a curtose é também uma função do tamanho médio do grão. Folk & Ward (1957) referem que modas puras de cascalho originam curvas mesocúrticas com  $K_g = 1,00$ . As curvas tornam-se leptocúrtica ( $K_g > 1,00$ ) quando as caudas de distribuição possuem adição de outra moda, de forma que, a seleção na cauda piora quando comparada com a seleção na parte central da curva. Em sedimento bimodal a curva torna-se platicúrtica  $K_g < 1,00$ .

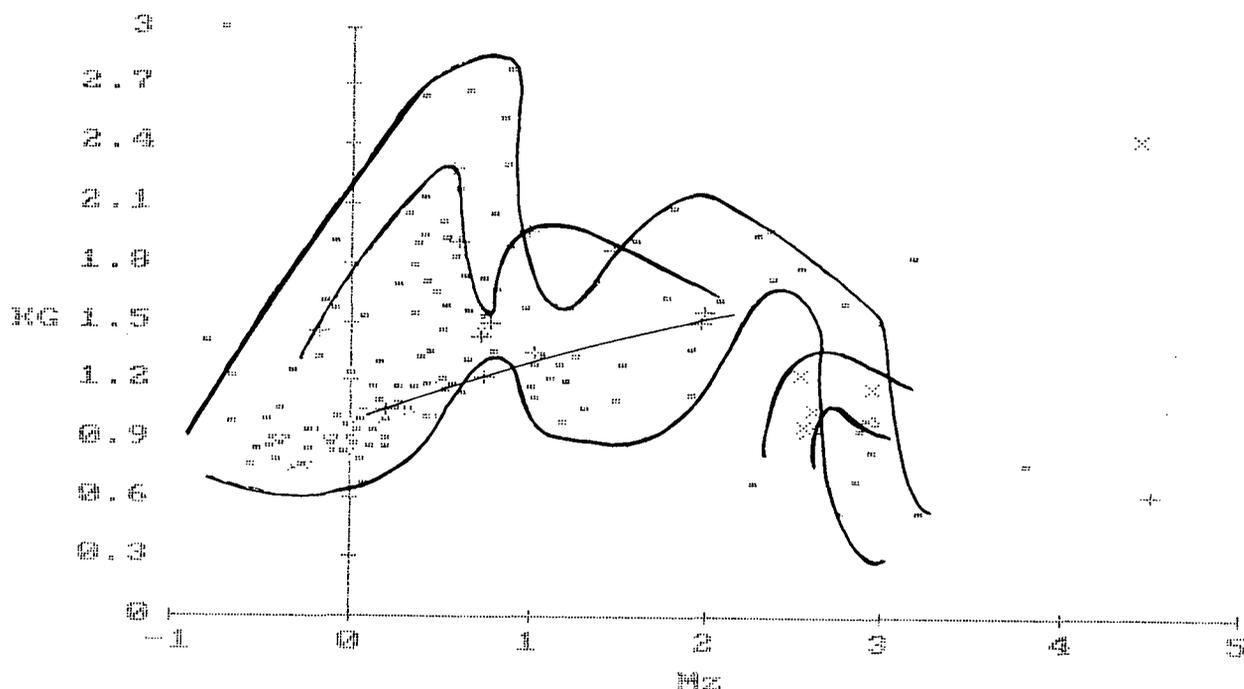


Fig. 10.5 - Diagrama de correlação  $M_z \times K_g$ , referente às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

Para as amostras de areia de dunas dissipadas, com diâmetro médio ( $M_z$ ) entre  $2,5\phi$  a  $3\phi$ , o diagrama (fig. 10.5) revela a predominância de curvas mesocúrticas.

As amostras de sedimentos fluviais, no intervalo areia grosseira, apresentam curvas muito leptocúrticas, leptocúrticas e mesocúrticas, com ligeiro predomínio das primeiras. Curvas leptocúrticas predominam nas amostras com  $M_z$  entre  $0\phi$  e  $1,5\phi$  ( $1,0$  a  $0,375$  mm), enquanto curvas mesocúrticas ocorrem principalmente nas amostras com  $M_z$  entre  $-0,5\phi$  e  $0,5\phi$  ( $1,5$  a  $0,75$  mm). As curvas platicúrticas são apresentadas predominantemente por amostras com  $M_z$  entre  $-0,5\phi$  e  $0,25\phi$  ( $1,5$  a  $0,875$  mm). As amostras de areia fina apresentam curvas muito leptocúrticas e mesocúrticas; estas últimas, características das amostras coletadas no curso inferior do Rio da Madre.

As amostras de rampa colúvio-aluvionar, com  $M_z$  entre

0,5 $\phi$  e 2 $\phi$  (0,75 a 0,25 mm), apresentam curvas muito leptocúrticas, enquanto aquelas com  $M_z$  entre 0,75 $\phi$  e 1 $\phi$  (0,625 a 0,5 mm), curvas leptocúrticas.

Bigarella et al. (1969) construíram o diagrama  $M_z \times K_g$  para as areias das praias, dunas e restingas do sul e sudeste do Brasil. Estes autores verificaram que a relação entre ambos os parâmetros corresponde a uma função sinusoidal semelhante àquela apresentada por Folk & Ward (1957) para sedimentos de restingas fluviais. A diferença foi verificada na localização das amostras leptocúrticas e platicúrticas em função do  $M_z$ .

Através deste diagrama, os referidos autores verificaram: a) para as areias de praia, curvas leptocúrticas predominando nas amostras com  $M_z$ : 2,75 $\phi$ ; 1,5 $\phi$ ; 0,75 $\phi$  e -0,3 $\phi$ ; b) tanto para areias de praias como para de dunas, pronunciada tendência a curvas platicúrticas em amostras com diâmetros médios em torno de 2 $\phi$ ; c) para as areias de restingas, a ocorrência de curvas mesocúrticas ou ligeiramente leptocúrticas em amostras com  $M_z$  em torno de 2 $\phi$ ; d) curvas leptocúrticas, em amostras de restingas com  $M_z$  entre 2,5 $\phi$  e 3 $\phi$  e em torno de 1 $\phi$ .

Bigarella et al. (1969) constataram ainda que, nos três ambientes, as amostras com diâmetro médio entre 2,5 $\phi$  e 3 $\phi$  possuem distribuições granulométricas com caráter predominantemente leptocúrtico. Esta tendência não foi verificada para as amostras analisadas neste estudo, nem mesmo para aquelas de dunas dissipadas.

#### 10.1.7.4 - Correlação entre desvio padrão e assimetria

O diagrama  $\delta_r \times SK_r$  referente aos sedimentos de dunas dissipadas, sedimentos fluviais e rampa mostra aparentemente diferenças acentuadas entre os três ambientes (fig. 10.6).

A figura demonstra para as areias de dunas dissipadas uma distribuição aproximadamente regular, centralizada no cruzamento das linhas  $\delta_r = 0,25$  e  $SK_r = 0,1$ . Nesta área, encontram-se, em proporções iguais, dois tipos de amostras:

- a) muito bem a bem selecionadas e aproximadamente simétricas,
- b) muito bem a bem selecionadas e positivamente assimétricas.

As amostras de sedimentos fluviais e rampa, ao contrário daquelas de dunas dissipadas, distribuem-se mais irregularmente no diagrama. As amostras de sedimentos fluviais apresentam uma certa concentração em torno do  $\delta_r = 1$ . Os sedimentos fluviais e de rampa apresentam semelhança de distribuição dos "plots" na área onde ocorrem amostras do tipo muito pobremente selecionadas e muito positivamente assimétricas. As amostras medianamente selecionadas dos sedimentos fluviais apresentam, em proporções semelhantes, os tipos aproximadamente simétricas e positivamente assimétricas.

De acordo com Bigarella et al. (1969), os padrões de

distribuição dos "plots" referentes às dunas e restingas são distintos daqueles das areias de praia. Para amostras de praias do sul e sudeste do Brasil foram encontradas quatro tipos proporcionais de amostras: muito bem a bem selecionadas e positivamente assimétricas, moderadamente selecionadas e positivamente assimétricas, muito bem selecionadas e negativamente assimétricas e moderadamente selecionadas e negativamente assimétricas.

Para as amostras de dunas e restingas, na mesma área, os referidos autores encontraram a predominância de amostras muito bem a bem selecionadas e negativamente assimétricas. Bigarella et al. (1969), chamam a atenção para a semelhança na distribuição dos "plots" relativos às dunas e às restingas, como possível critério para postular que os sedimentos da parte superior da última derivaram da dissipação das primeiras. As ligeiras diferenças existentes entre dunas e restingas, são explicadas como, possivelmente, devidas à presença de amostras provenientes da porção estratigráfica inferior das restingas, cuja origem seria ambiente nerítico próximo à linha de praia.

Shepard & Young (1961) não encontraram, em diagramas de correlação  $O_1$  x  $SK_1$ , diferenças significativas entre areias de praias e dunas. De acordo com Folk & Ward (1957), tanto o  $O_1$  como  $SK_1$  são funções do  $M_z$ , portanto, ambos possuem entre si relações matemáticas. Segundo os mesmos autores, as areias de restingas fluviais, num diagrama  $O_1$  x  $SK_1$ , apresentam pontos que se deslocam em sentido horário, num trajeto circular ou elíptico, conforme o aumento do diâmetro médio do sedimento.

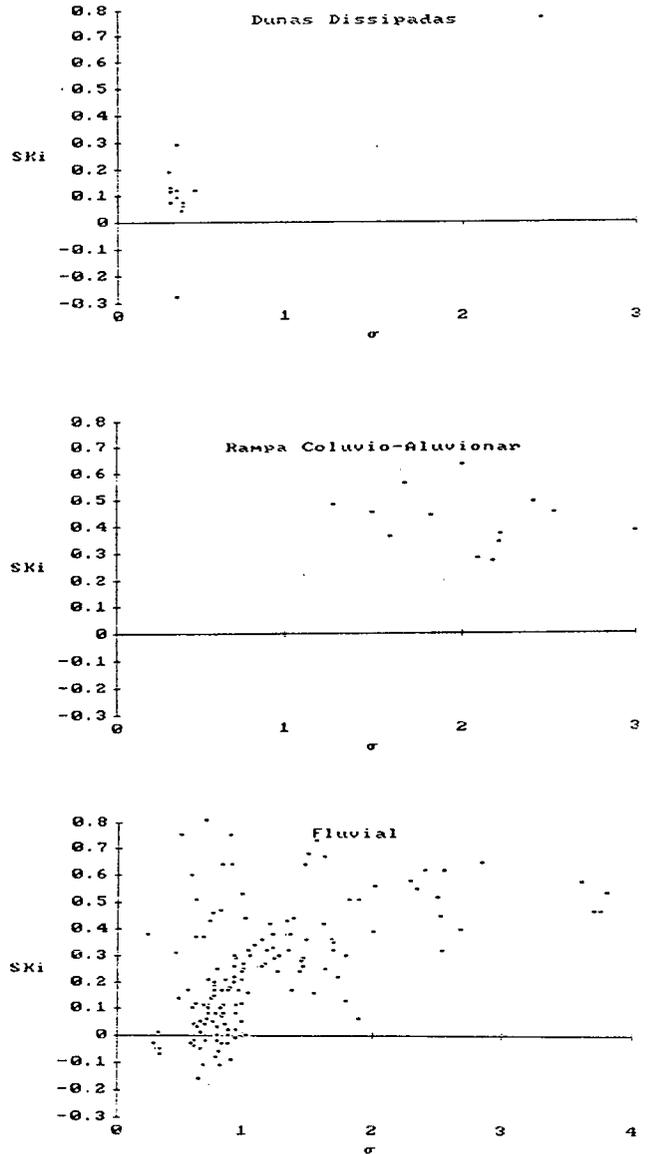


Fig. 10.6 - Diagramas de correlação  $O_1$  x  $SK_1$ , referentes às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Aracatuba.

#### 10.1.7.5 - Correlação entre assimetria e curtose

Para as amostras de sedimentos das dunas dissipadas, ambientes fluviais e de rampa, os diagramas de correlação assimetria e curtose são apresentados na figura 10.7. Aparentemente, os diagramas mostram diferença acentuada entre os três tipos de se-

cúrtica e positivamente assimétrica mesocúrtica.

Os dois tipos apresentados pelas amostras de dunas dissipadas estão representados também para os sedimentos fluviais, além de muito positivamente simétrica mesocúrtica, aproximadamente simétricas platicúrticas, positivamente assimétrica platicúrtica, muito positivamente assimétrica platicúrtica, positivamente assimétricas leptocúrticas, muito positivamente assimétricas leptocúrticas, positivamente muito leptocúrtica e muito positivamente muito leptocúrtica.

As amostras de sedimentos de rampas apresentam, como os sedimentos fluviais, os tipos muito positivamente leptocúrticas e muito positivamente muito leptocúrticas.

Para amostras de praias do sul e sudeste do Brasil, Bigarella et al. (1969), mencionam quatro tipos de curvas: positivamente assimétricas platicúrticas, positivamente assimétricas leptocúrticas, negativamente assimétricas platicúrticas e negativamente assimétricas leptocúrticas. Para amostras de dunas desta região, os mesmos autores, mencionam a predominância de curvas negativamente assimétricas platicúrticas e negativamente assimétricas leptocúrticas. De acordo com os autores, areias de praias, dunas e restingas com  $M_z$  aproximadamente iguais seriam difíceis de serem distinguidas.

Shepard & Young (1961), analisando gráficos de correlação entre assimetria e curtose, não observaram qualquer diferenciação significativa entre as areias de praias e dunas. Friedman (1961), utilizando o mesmo recurso, também não observou distinção entre areias de praias e fluviais. Contudo, Mason & Folk (1958) mencionam que as areias de praia, dunas e planos eólicos da Ilha de Mustang são bem diferenciáveis pelo referido diagrama. Os mesmos autores referem que, em geral amostras com assimetria muito positiva apresentam-se leptocúrticas. De acordo com Friedman (1961) a assimetria é influenciada pelo ambiente, o que não aconteceria com a curtose.

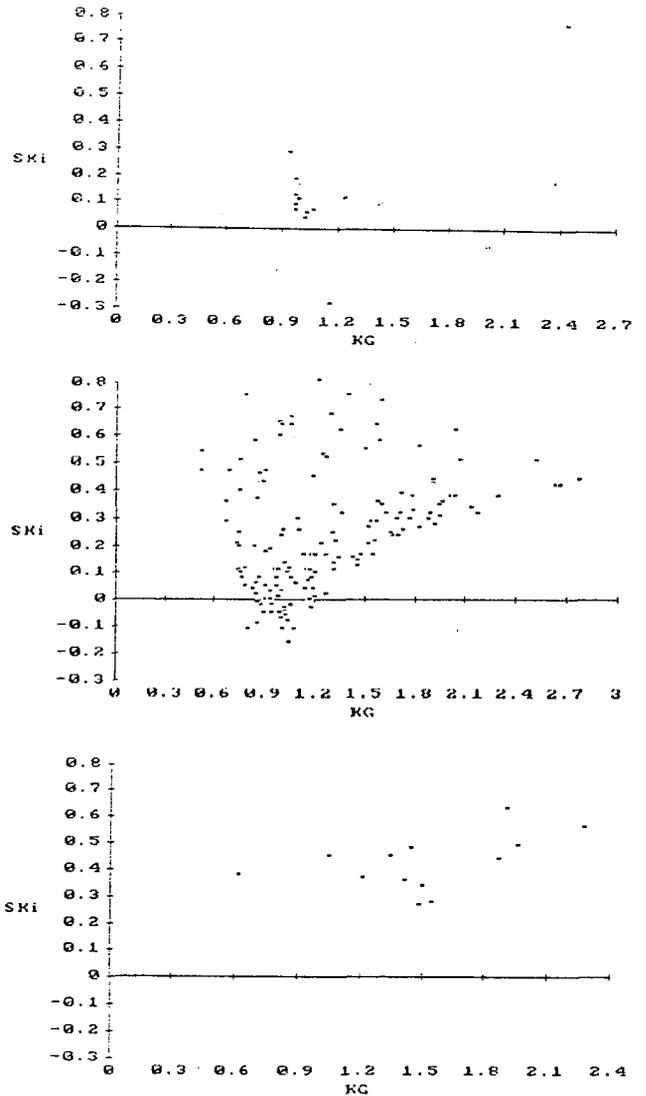


Fig. 10.7 - Diagramas de correlação  $S_{ki} \times K_g$ , referentes às amostras de sedimentos da Planície do Campo de Araçatuba.

(1961) a assimetria é influenciada pelo ambiente, o que não aconteceria com a curtose.

#### 10.1.7.6 - Diagramas tridimensionais de correlação

Neste trabalho não foram confeccionados diagramas tridimensionais. Entretanto, serão registradas algumas informações relacionadas a este tipo de diagrama visando, trabalho complementar futuro.

Com a introdução de uma terceira dimensão ( $M_z$  como eixo Z) no diagrama de correlação entre assimetria e curtose, as amostras seguem trajetórias influenciadas pela mudança do diâmetro médio (Bigarella, 1978).

Folk & Ward (1957), estudando os sedimentos de restingas fluviais de Brazos River, concluíram que uma trajetória regular pode ser seguida no diagrama  $SK_I \times K_g$ , de acordo com a mudança do tamanho médio do sedimento fluvial.

Bigarella (1978), comentando sobre o diagrama tridimensional para areias de praia do sul e sudeste do Brasil, refere que há recobrimento de várias modas que não estão em mesma fase. De acordo com o referido autor, o trajeto seguido pelos pontos com o aumento do diâmetro médio, torna-se mais complexo do que aquele esperado num diagrama representando apenas uma localidade com duas modas na distribuição granulométrica. No caso de duas modas suficientemente, afastadas como nos sedimentos fluviais (modas de cascalho e areia), a trajetória seguida pelos pontos, em acordo com a mudança do tamanho dos grãos, é muito mais regular e sem recobrimento (Folk & Ward, 1957).

Folk & Ward (1957) enfatizam que os afastamentos da normalidade são muito grandes quando as modas principais são distantes e bem distintas. Por outro lado, os sedimentos com duas modas próximas ou muito pouco diferenciadas, teriam valores de  $SK_I$  e  $K_g$  aproximadamente normais e os pontos estariam agrupados em torno do centro do diagrama. Quanto mais afastadas estão as modas, tanto mais extremos são os valores de  $SK_I$  e  $K_g$ .

### 10.2 - Estruturas Sedimentares

#### 10.2.1 - Considerações gerais

Foram registrados na área, através de fotografias e desenho no campo, 23 perfis geológicos. Destes, 18 referem-se a terraços fluviais do Rio da Madre, 2 a vestígios de leque aluvial no Rio Massiambu Pequeno, um a uma rampa colúvio-aluvionar sobreposta a sedimentos aluviais e 2 referentes a dunas dissipadas.

A maior parte dos perfis foram reproduzidos a partir das fotografias e observações registradas no campo. Para os que não puderam ser registrados fotograficamente foi feito apenas um desenho esquemático para localização da posição das amostras de sedimentos.

A confecção dos perfis objetivou registrar não só a composição granulométrica, mas também as estruturas sedimentares, cujo estudo pode fornecer uma série de dados para a interpretação dos ambientes e evolução paleogeográfica.

Adiante serão apresentados, de acordo com o ambiente, os desenhos dos perfis com registro das estruturas sedimentares, o material fotográfico mais significativo relacionado com alguns deles, bem como os histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição das amostras coletadas em cada um dos perfis.

#### 10.2.1.1 - Ambiente fluvial

Os vestígios dos leques aluviais pretéritos do Rio da Madre caracterizam-se por depósitos arenosos ricos em estruturas primárias características, representadas por co-sequências de estratos cruzados, geralmente de tamanho médio. Englobados nos sedimentos arenáceos, encontram-se seixos, blocos e matações com até 3 m de maior diâmetro.

De significativa importância foi a ocorrência local de remanescentes de uma camada areno-siltico-argilosa, englobando um grande matação. Esta camada documenta os processos de movimento de massa resultantes de desmoronamentos intensos ocorridos na região montanhosa. Estas camadas são de difícil preservação, uma vez que são continuamente retrabalhadas, com remoção do material mais fino (silte e argila), enquanto que a areia mais grosseira permanece no leque aluvial ou nos canais anastomosados de jusante.

Durante os desmoronamentos pretéritos, árvores também foram arrastadas junto com o material das encostas. Tal fenômeno está documentado, na área, pela presença de muitos troncos incorporados aos depósitos de sedimentos arenosos (fig. 10.31).

Na área de Sertão do Campo foram levantados e estudados vários perfis com finalidade de caracterizar os depósitos do leque aluvial (LA2). Este foi formado sob condições climáticas diferentes das atuais, num regime hidrológico do tipo semi-árido, ou relativamente seco, caracterizado por chuvas concentradas e cobertura vegetal rarefeita, permitindo a remoção acelerada do manto do intemperismo. Atualmente, na área, predominam condições que caracterizam clima úmido.

No Rio da Madre foram levantados e amostrados perfis em duas áreas situadas, respectivamente, a leste e a oeste da Capela São Sebastião (fig. 10.8). A primeira refere-se a um nível embutido mais baixo, enquanto que, na segunda, o material procede de um leque aluvial mais elevado, atualmente dissecado.

No Rio Massiambu Pequeno também foram identificados vestígios de leque aluvial pretérito, junto ao relevo acidentado, no início da planície (fig. 10.44).

Foram examinadas, no campo, as três porções do referido

leque:

- Na porção proximal (ápice), ao invés de material rudáceo de maior porte (Popp, 1987), foram encontrados materiais arenáceos e, com freqüência, grandes matacões. Tais materiais são remanescentes de um antigo leque dissecado.

- Na porção média, comumente, verifica-se diminuição da granulometria.

- O material mais grosseiro, composto de blocos e matacões, foi encontrado na porção distal (base). Nesta porção, normalmente, encontram-se depósitos arenáceos de granulação fina (Suguo & Bigarella, 1979 e Popp, 1987).

O material encontrado indica um retrabalhamento posterior intensivo do material original (v. perfis Fl19, Fl20 e Fl21 - figs. 10.44, 10.45 e 10.46).

#### 10.2.1.2 - Rampas colúvio-aluvionares

Sobre o material do leque aluvial mais elevado e antigo (LA2), situado na localidade de Sertão do Campo, foi amostrado um perfil de rampa colúvio-aluvionar (fig. 10.47). Essa é constituída de sedimentos provenientes das vertentes, predominando aqueles areno-siltico-argilosos. Este tipo de depósito caracteriza-se pela ausência de estrutura e pelo baixo coeficiente de seleção dos sedimentos, demonstrado pelas amostras coletadas (fig. 10.48). Em sua porção inferior os sedimentos da rampa encontram-se interdigitados com aqueles do leque, tornando-se difícil a distinção de limites entre os dois diferentes depósitos.

As condições para o desenvolvimento de rampas podem estar tanto relacionadas à umidificação do clima quanto a condições de flutuações climáticas do úmido para o seco, quando chuvas concentradas podem contribuir para a saturação do manto do intemperismo com água, causando solifluxão generalizada (Bigarella & Mousinho, 1965b).

#### 10.2.1.3 - Estruturas de dissipação

As estruturas de dissipação na planície do Campo de Araçatuba são encontradas em terraços arenosos de diferentes origens) (Bigarella, 1974). Algumas são verificadas na parte superior das restingas, cujas cristas foram achatadas pelo processo de dissipação; outras apresentam-se como depósitos de areia em forma de colinas moderadamente uniformes (fig. 10.52 a 10.55), também resultantes do processo de dissipação; noutros casos, ainda, podem constituir-se, mais propriamente, em rampa arenosa mergulhando em relação ao embasamento cristalino, a baixo ângulo (fig. 10.49 a 10.51).

As rampas de areia ocorrem no sopé de morros cristalinos, nos quais verifica-se cobertura de areias eólicas de espessura irregular. Esta cobertura pode ser uniforme ou concentrada em certas partes, sendo referida como "duna de captação". As

rampas de areia formaram-se pela acumulação de sucessivos fluxos de areia, próximos à baixa encosta, pelo retrabalhamento das areias eólicas das "dunas de captação" (Bigarella, 1974).

As estruturas de dissipação foram originadas pelas modificações morfológicas, texturais e estruturais das dunas, causadas pelas mudanças climáticas cíclicas ocorridas durante o Quaternário. Em períodos secos de chuvas concentradas, corridas de lama e areia introduziram nas dunas, grande quantidade de material coluvial proveniente das encostas. As feições dissipadas são freqüentemente dissecadas por ação erosiva subsequente, desenvolvida em um ou mais degraus. A recorrência cíclica de condições de agradação alternando com fases de erosão linear é indicada pela sobreposição de duas ou três rampas arenosas (Bigarella, 1974).

Atualmente, na área estudada, não se verifica a ocorrência do processo de dissipação. Entretanto, a remoção da cobertura florística por ação antrópica, cria condições semelhantes às de um clima árido pretérito, expondo as areias ao escoamento pluvial e reativando os processos de dissipação.

As estruturas de dissipação raramente são percebidas. Tornam-se visíveis quando há impregnação com material coloidal acompanhando as linhas estruturais. Caracterizam-se por padrão ondulante e lenticular, camadas contorcidas, planos de falhas e cisalhamento, estruturas de corte e preenchimento, estratificação, perturbações pelo crescimento de raízes e atividade de animais perfuradores.

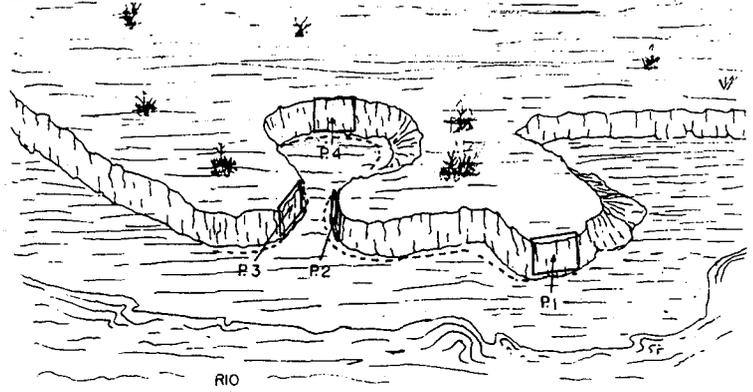
Na área de estudo foram levantados dois perfis sendo amostrados três:

O perfil Dn1 não foi desenhado nem fotografado. A única amostra foi coletada na parte superior do modelado, caracterizado por crista de areia baixa, provavelmente remanescente de uma restinga, próxima à encosta.

O perfil Dn2, localizado junto ao Morro da Pinheira é característico de rampa de dissipação. Nele foram coletadas oito amostras. As amostras identificadas por número e letra (p. ex. A1a) referem-se às lamelas da estrutura de dissipação, que foram coletadas em sucessão vertical nas respectivas camadas (p. ex. A1), estas diferenciadas em função das variações cromáticas das areias do perfil.

O perfil Dn3, localizado no Albardão é característico de um depósito arenoso em forma de colina. Foram coletadas 5 amostras, de camadas diferenciadas pela variação cromática.

1A1



195

1A2

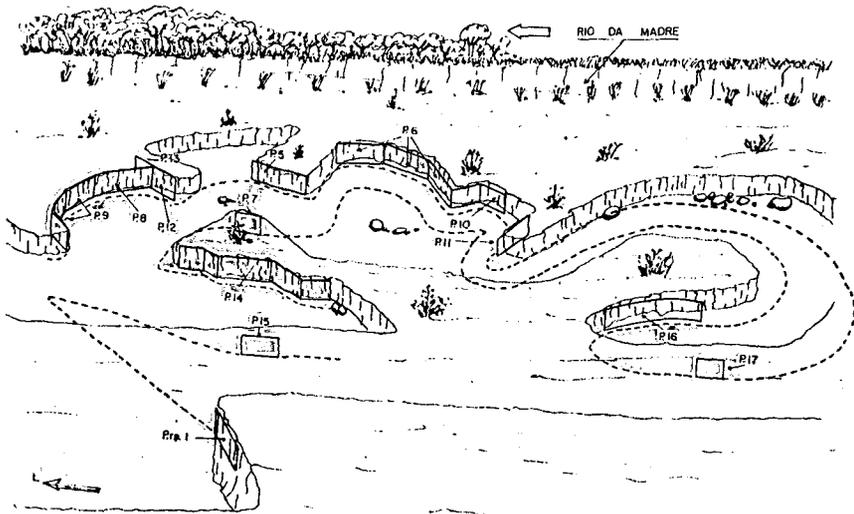
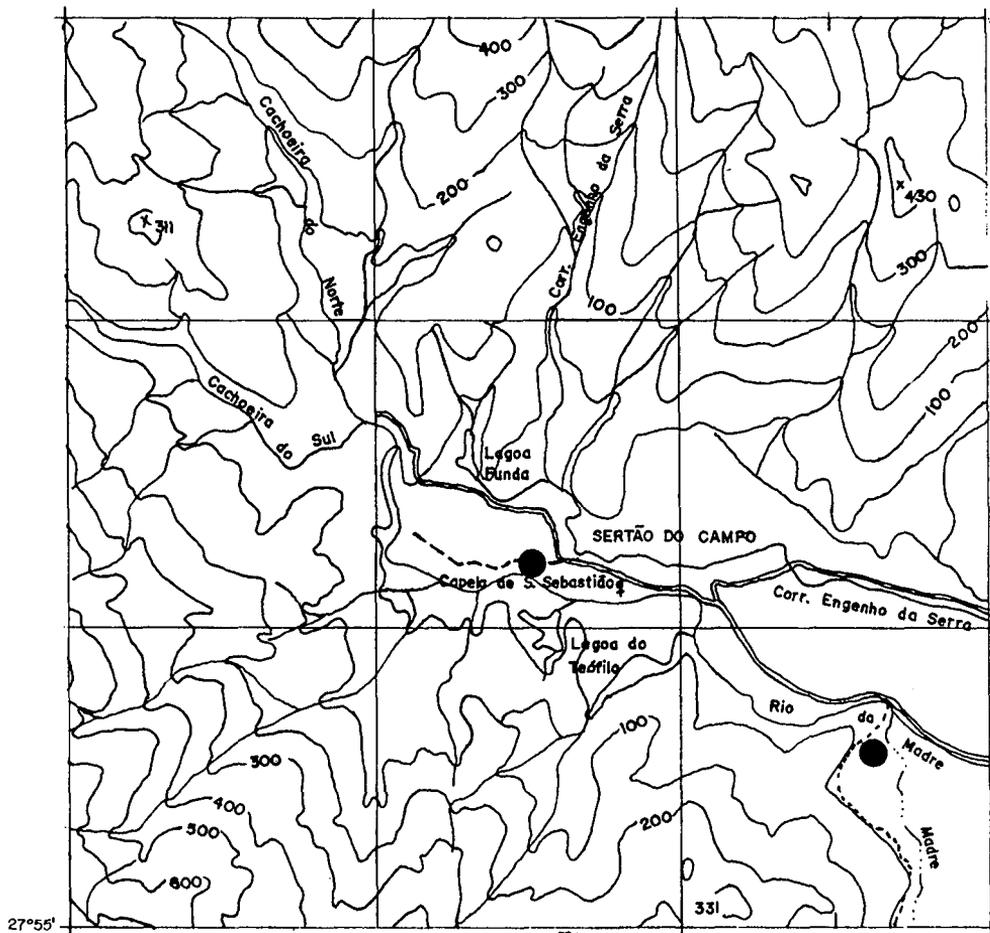
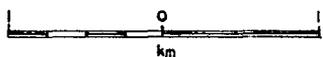


Fig. 10.8 - Localização dos perfis estudados na área de Sertão do Campo.



27°55'



40°46'

### LEGENDA

ESTRADA SEM PAVIMENTAÇÃO



CAMINHO



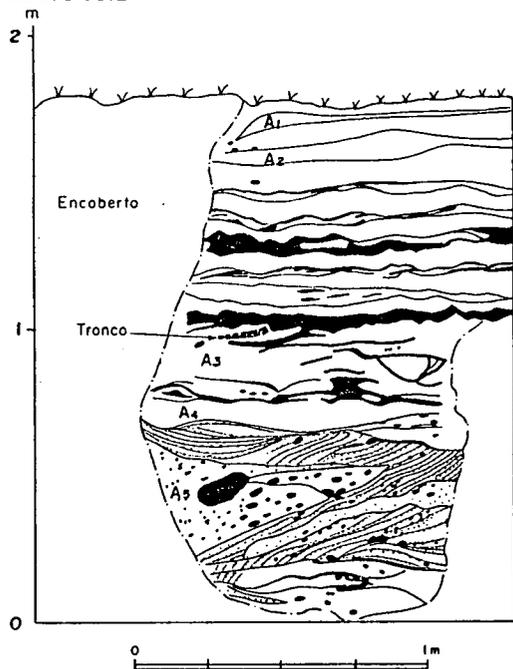
TRILHA



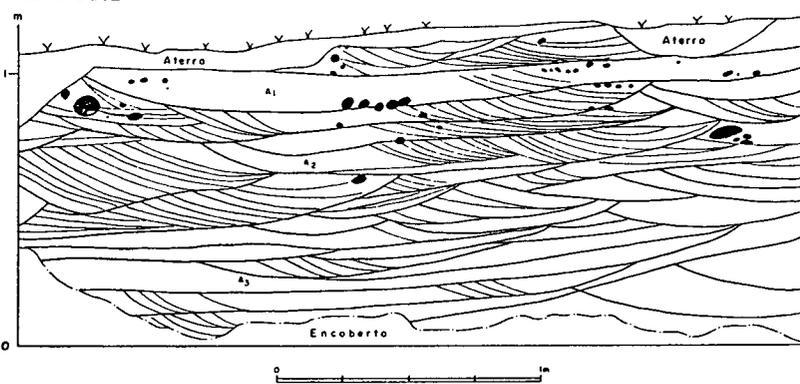
ÁREA AMOSTRADA



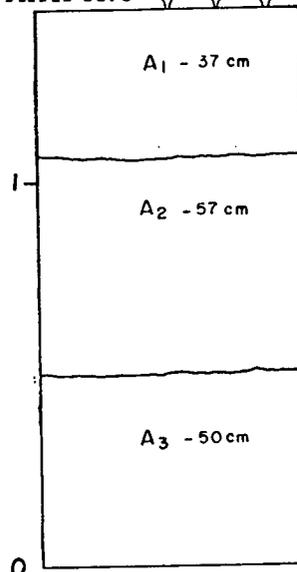
Perfil Fl.1



Perfil Fl.2



Perfil Fl.4



Perfil Fl.3

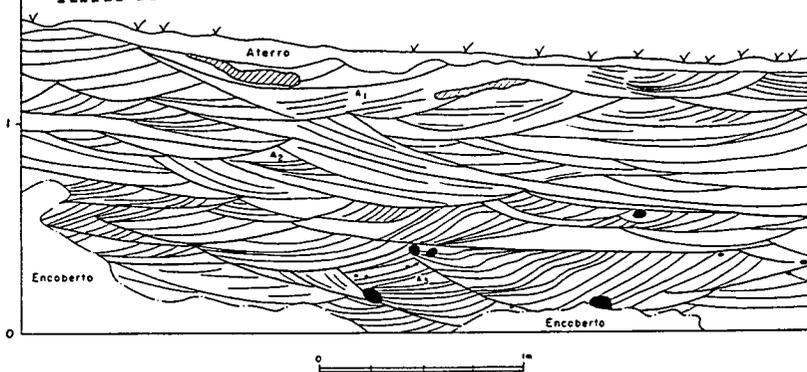


Fig. 10.9 - Perfis Fl.1, Fl.2, Fl.3 e Fl.4, situados a cerca de 600 m ESE da Capela São Sebastião (Sertão do Campo). Os sedimentos dos 3 primeiros perfis correspondem a um baixo terraço do Rio da Madre, embutido no nível mais elevado correspondente ao leque aluvial préterito, e os do Perfil Fl.4 a uma rampa colúvio-aluvionar. Os perfis Fl.2 Fl.3 apresentam típica estratificação cruzada acanalada. No Perfil Fl.1, a parte inferior apresenta estratos cruzados e a superior camadas arenosas onduladas enriquecidas de argila no topo de cada sequência de estratos paralelos. As manchas pretas arredondadas correspondem a material rudáceo de vários tamanhos. No Perfil Fl.1 é indicada a localização de um tronco de madeira, do qual uma amostra foi enviada ao laboratório de Física da UFBA para datação radiométrica. O Perfil Fl.4 representa uma sucessão de camadas arenáceas com 4 a 22% de material silteco-argiloso, sem estruturas aparentes, pertencentes a rampa colúvio-aluvionar. Maiores detalhes nas fotos da fig. 10.10.

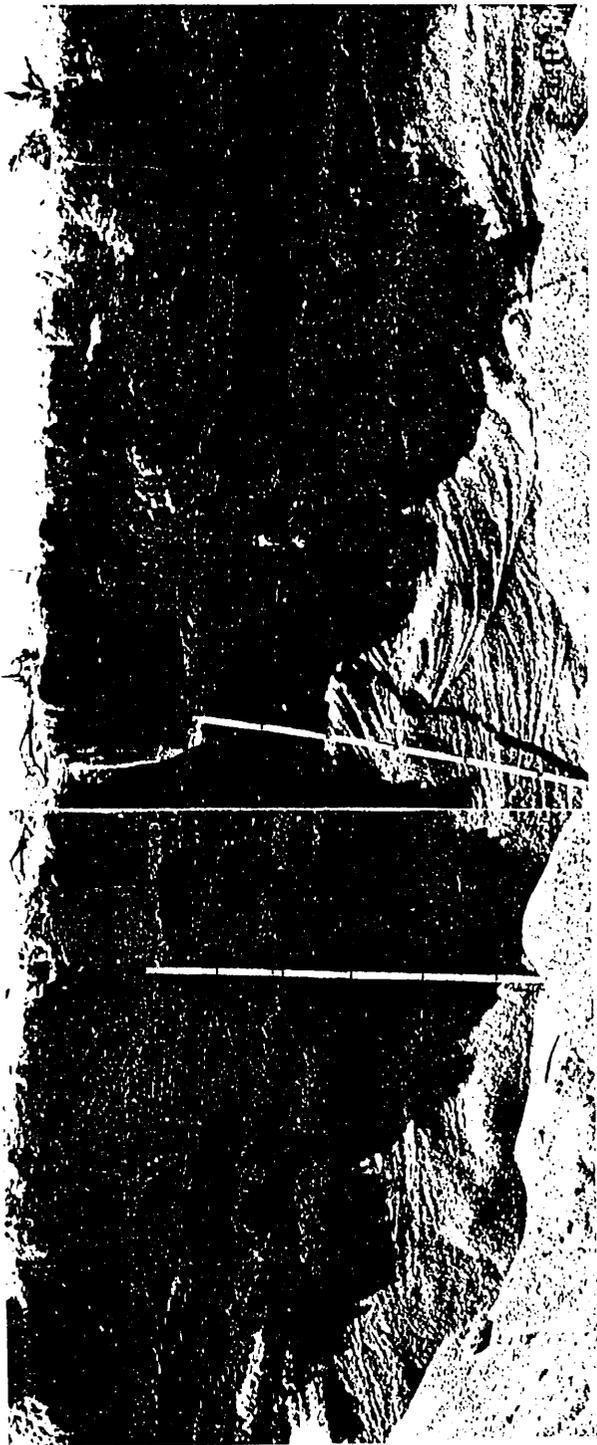
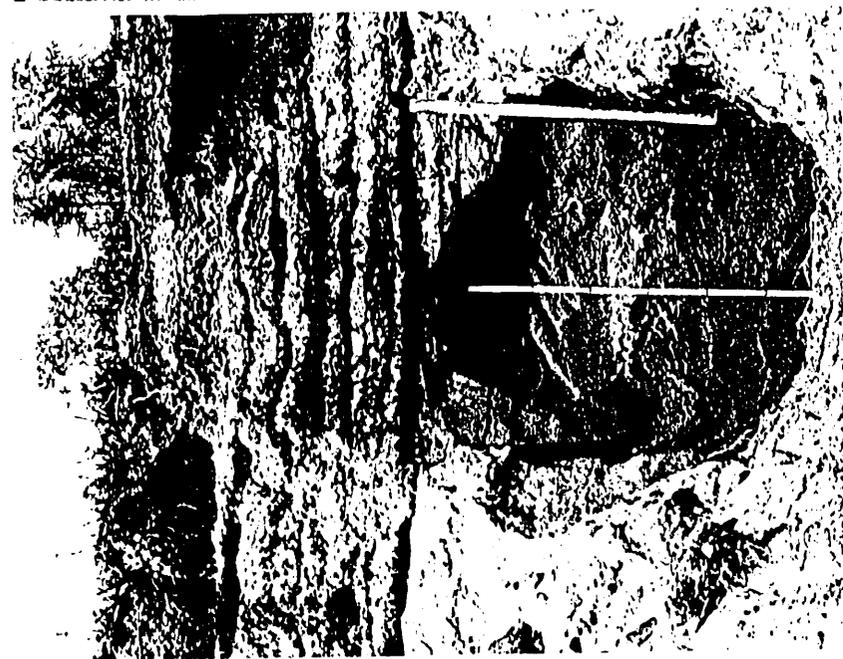
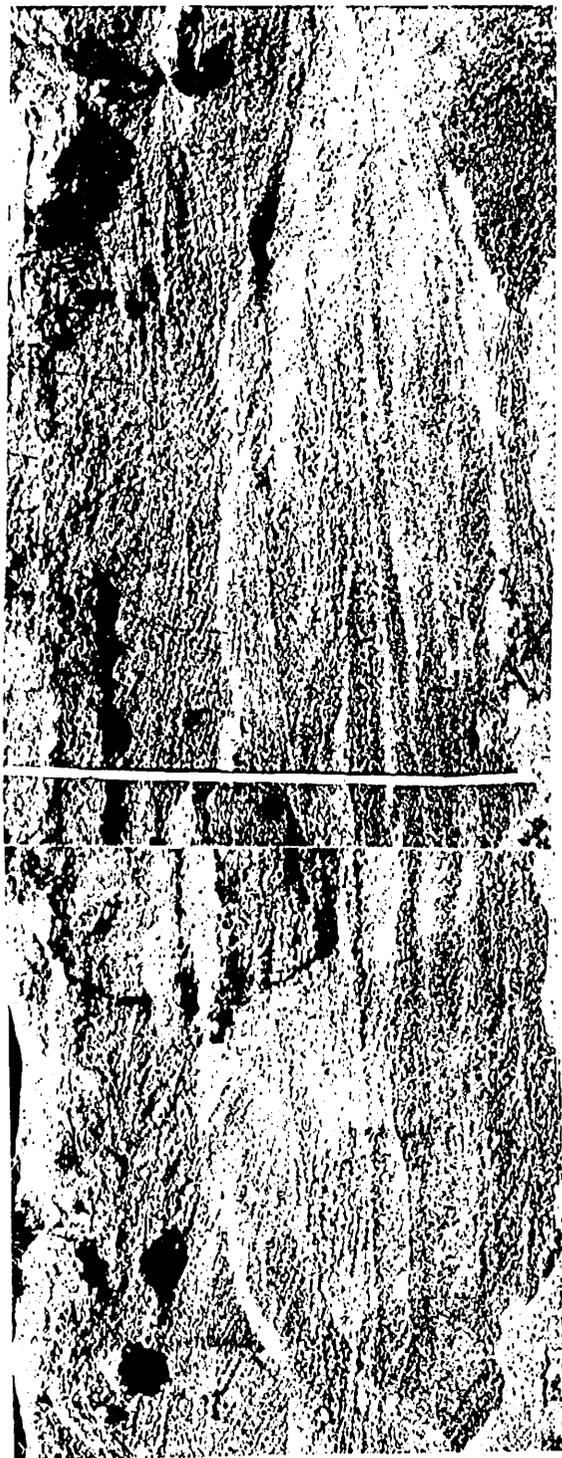


Fig. 10.10 - Fotos dos Perfis F11, F12 e F13 (v. fig. 10.9). Na foto do Perfil F11, na parte superior esquerda, destacam-se as faixas em tonalidade mais escura, destacam-se as faixas em tons mais claros, com enriquecimento de argila. Outro aspecto nítido é representado pelas camadas onduladas correspondentes aos sucessivos fluxos de areia carregados com material fino silítico-argiloso, o qual tende a concentrar-se na superfície do depósito arenoso, quando cessa o fluxo.

**Perfil F1.1**

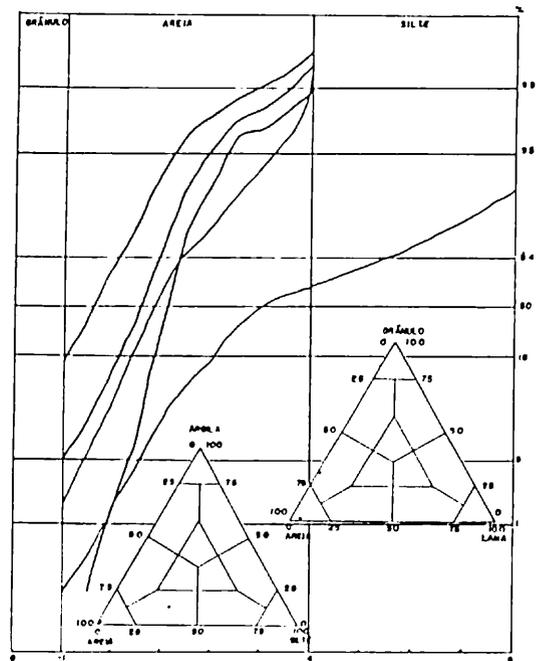
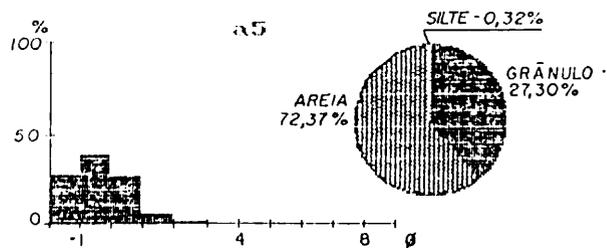
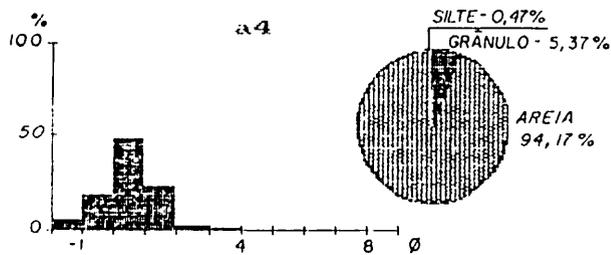
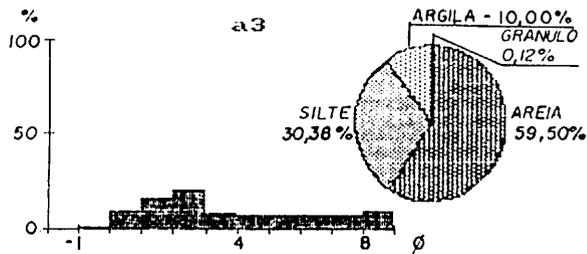
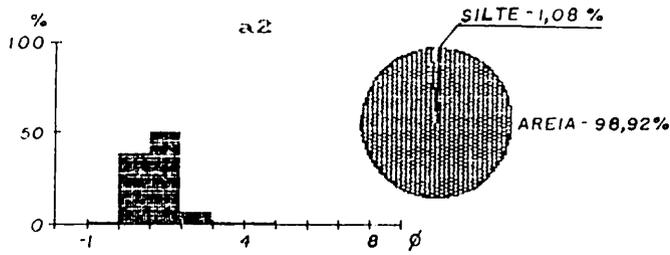
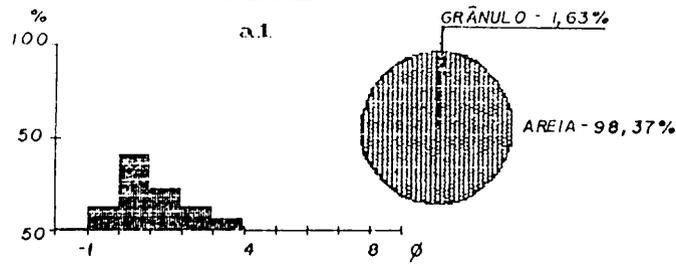


Fig 12.11 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F11.

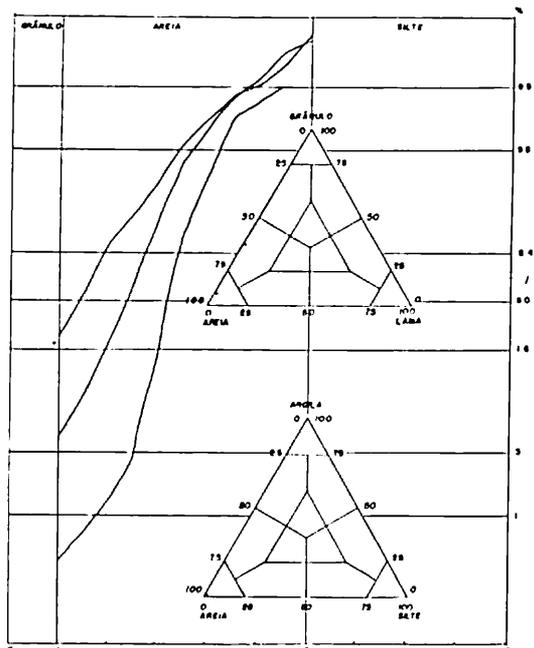
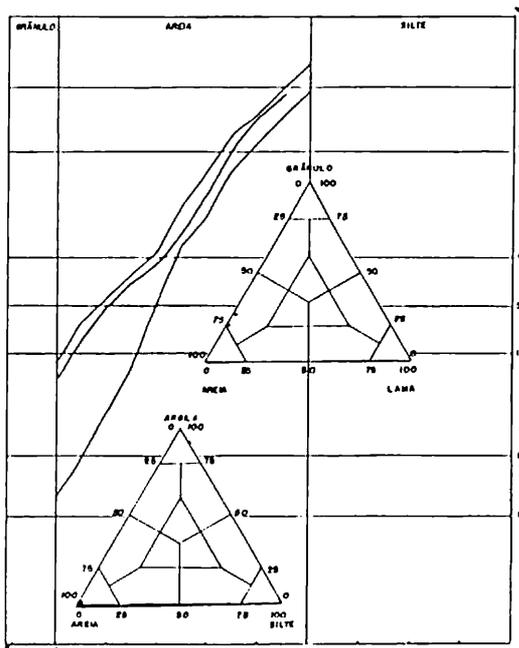
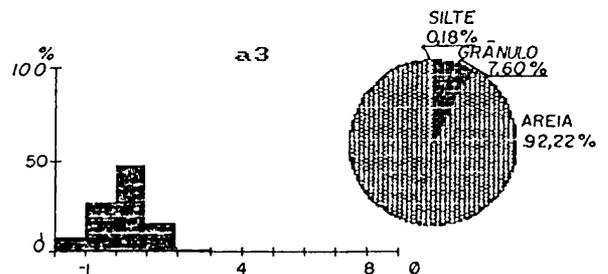
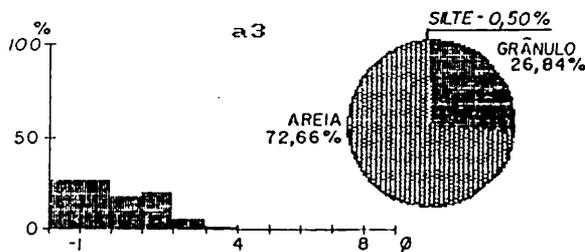
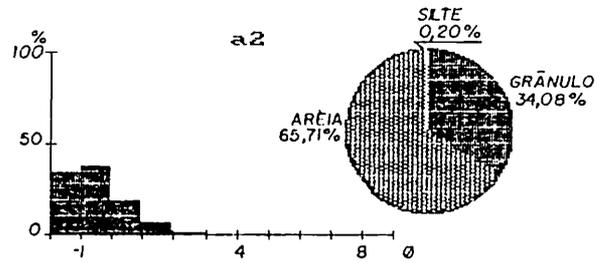
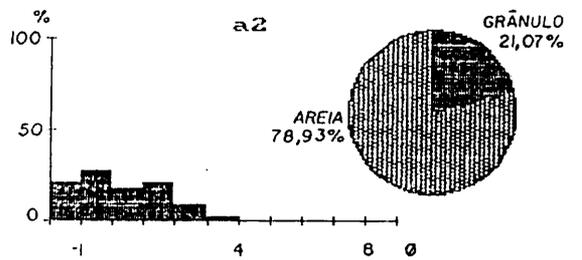
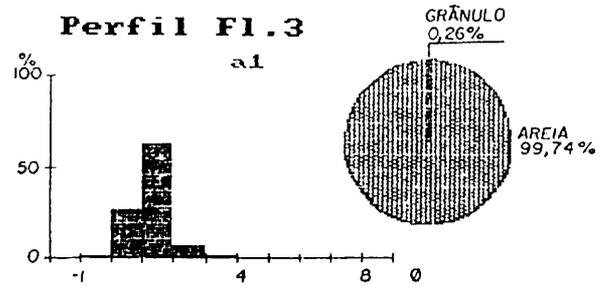
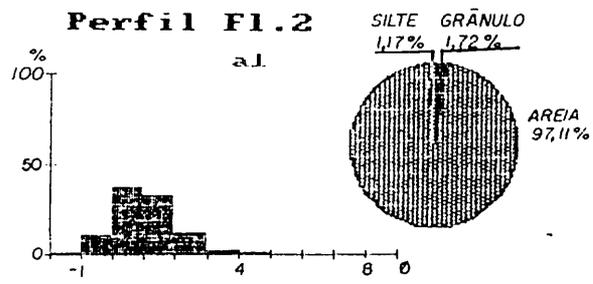


Fig. 10.12 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F12 e F13.

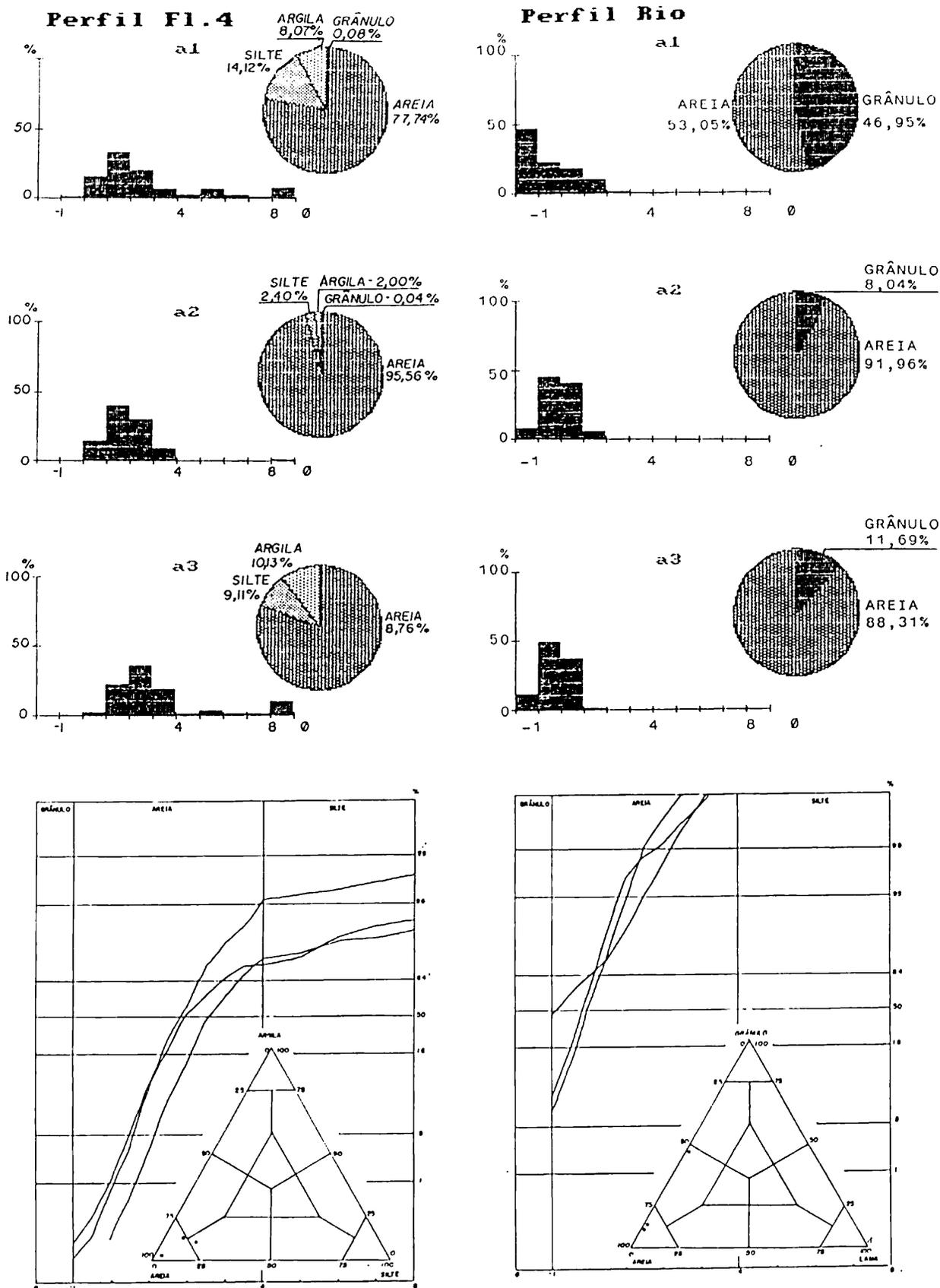


Fig. 15.13 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de distribuição granulométrica e correspondência granulométrica referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.4 e no Rio da Madre, na região de influência das amostras do rio foram coletadas nas margens e no meio do canal.

Perfil Fl.6

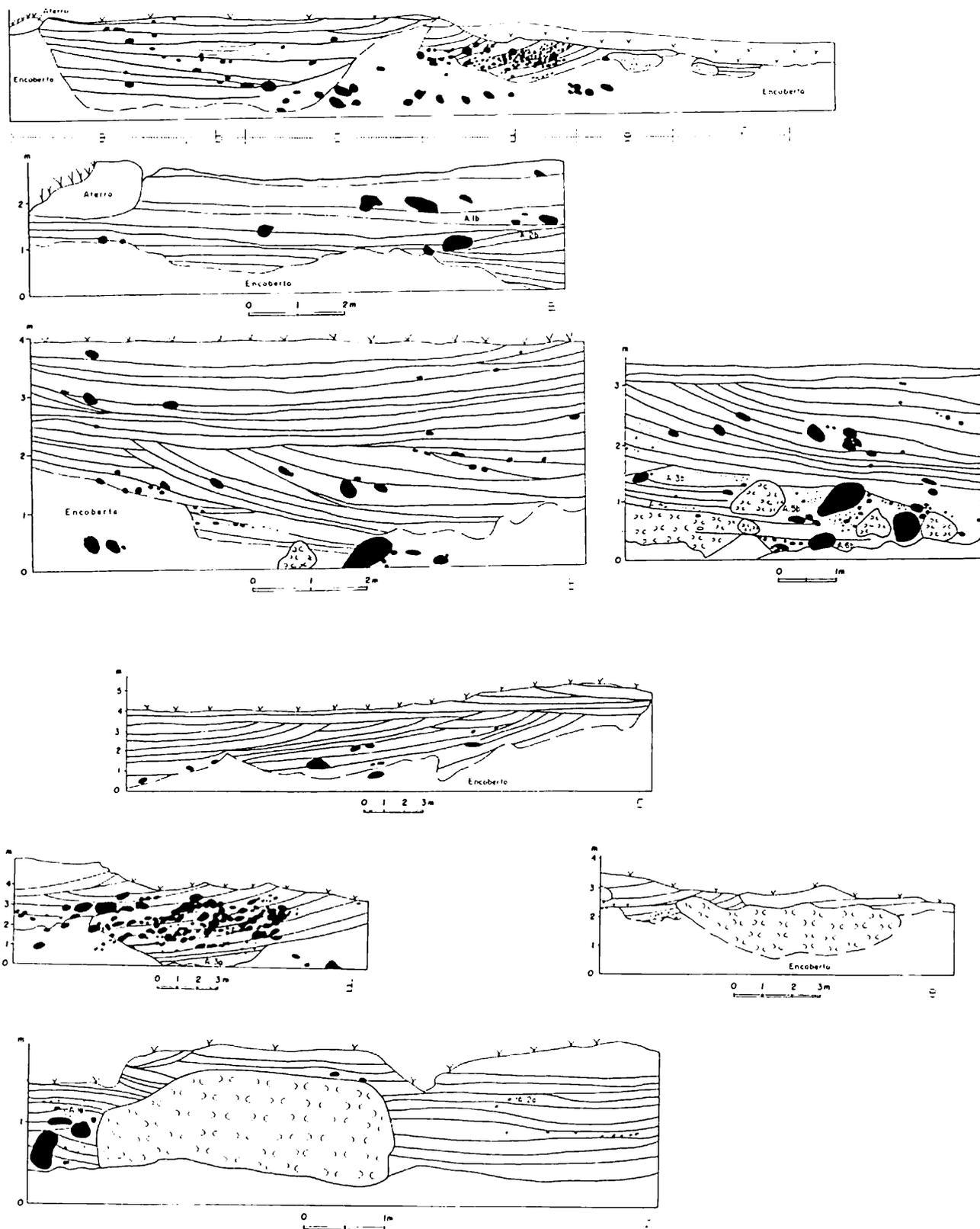


Fig. 13-14 - Perfil Fl.6, localizado a oeste da Capela de São Benedito, no Bairro do Campo. Os vários setores ilustram as estruturas primárias dos sedimentos arenáceos do tipo aluvial L40. O sistema de camadas plano-paralelas associadas com estratos cruzados, ambos contendo seixos de quartzo e blocos e pedregalhos de rochas cristalinas, é de grande importância e presença de camadas colunares de natureza arenosa, com estratos cruzados, contendo seixos, e blocos fragmentados de rochas cristalinas. São também encontradas estruturas de tipo arenoso (estratos cruzados) formado pelo tipo arenoso. As estruturas analisadas encontram-se localizadas nos vários setores do perfil.

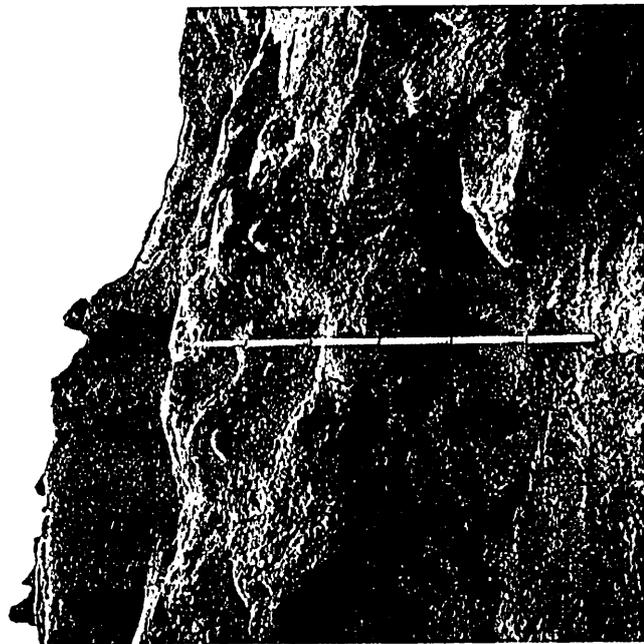


Fig. 10.11 - *Leptodactylus* sp. (No. 10.11). No. 10.11 section, detail. The scale bar is 100 microns. (See also Plate 10.10, No. 10.10 section, detail.)



**Perfil F1.6**

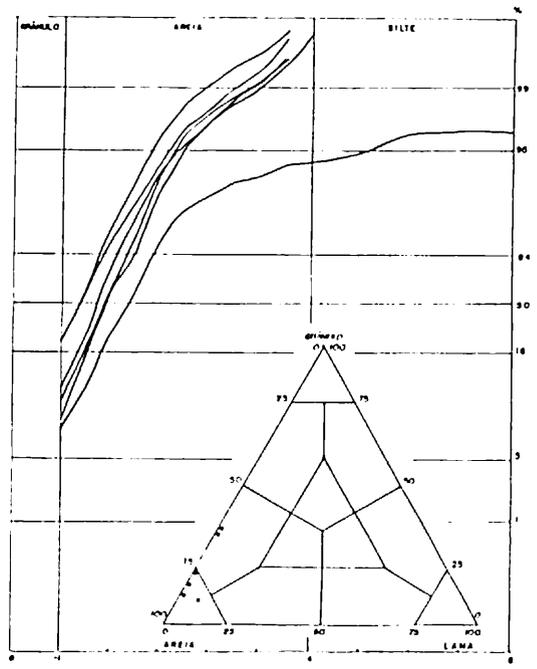
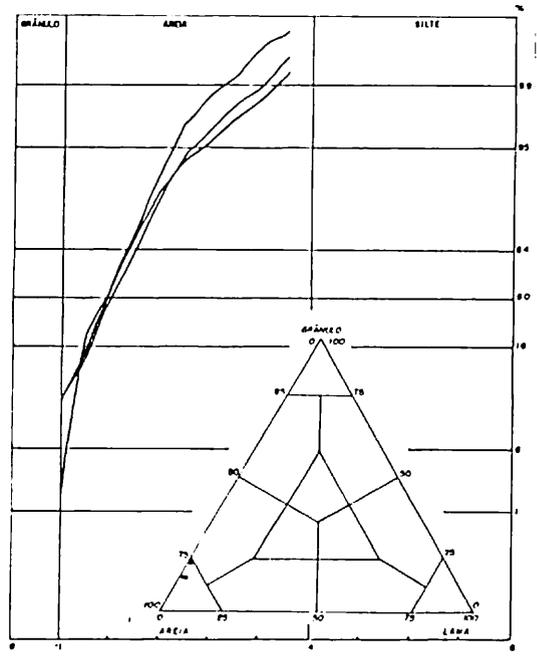
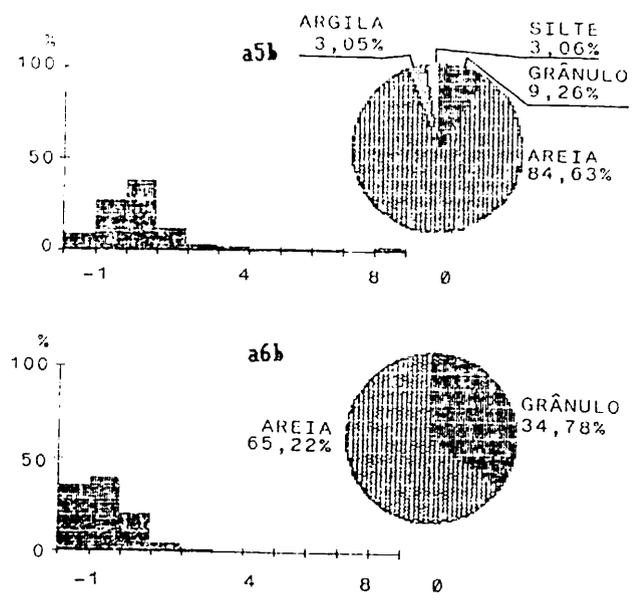
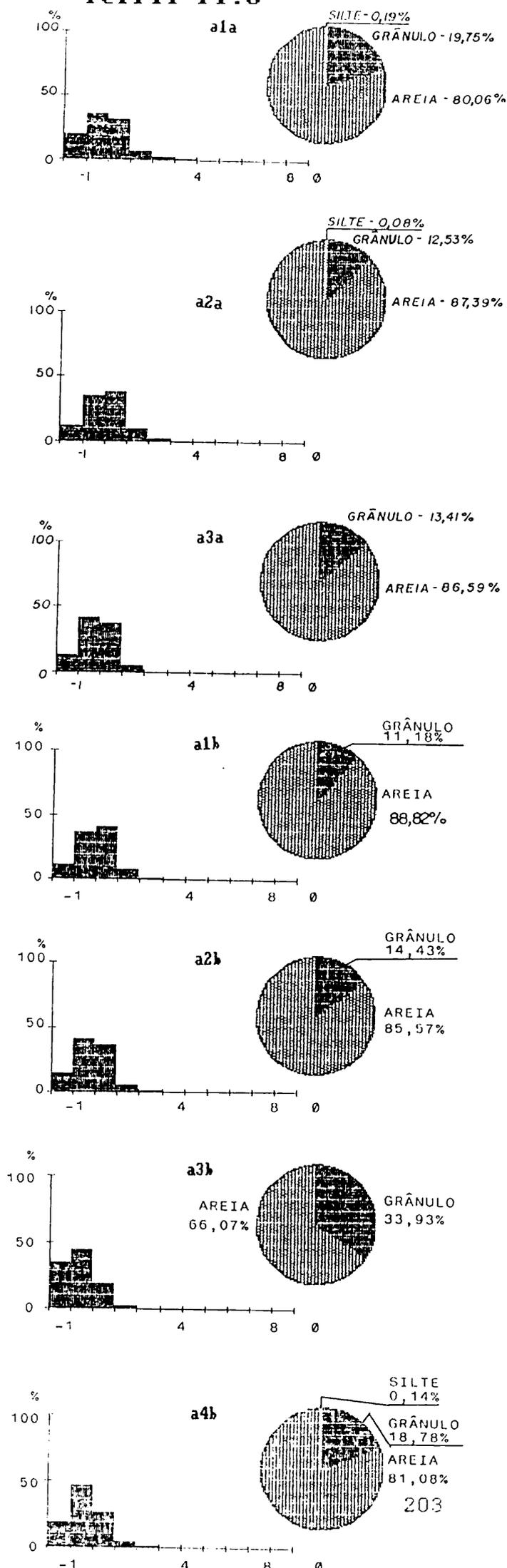
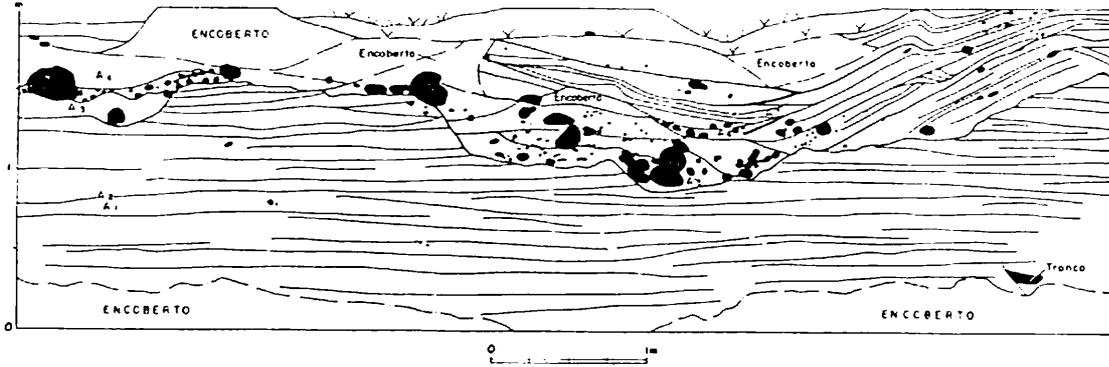
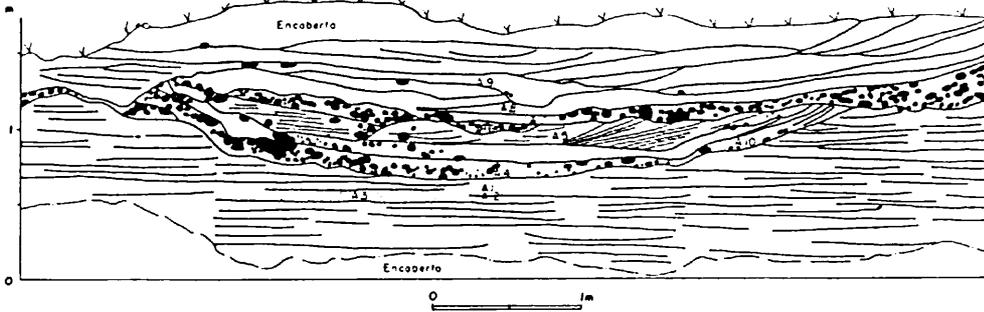


Fig. 10.16 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica referentes às amostras coletadas no Perfil F1.6.

Perfil Fl.8a



Perfil Fl.8b



Perfil Fl.8c

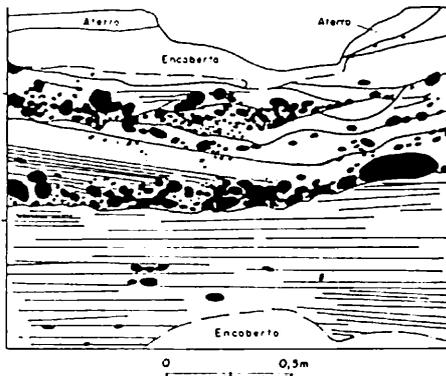
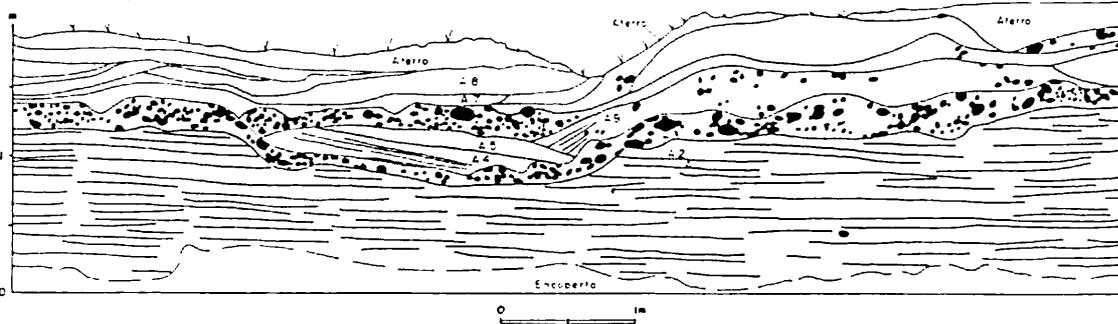
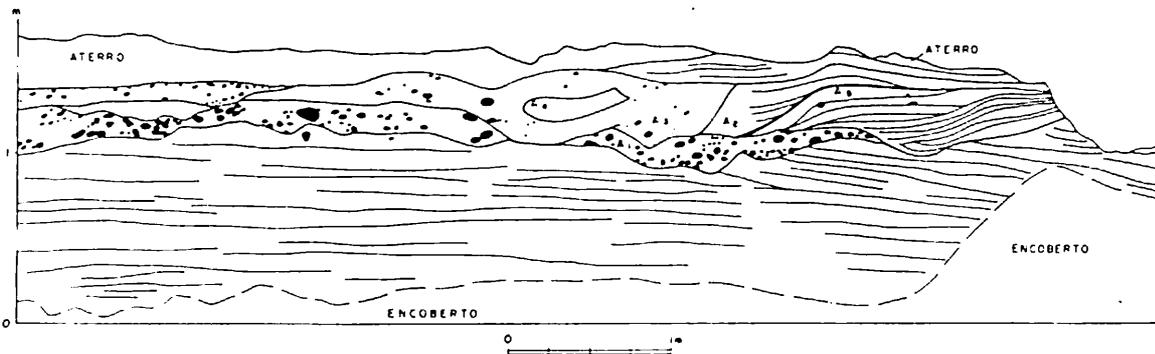


Fig. 10.17 - Perfil F18, com vários setores mostrando as estruturas primárias dos depósitos arenáceos do leque aluvial mais antigo (LA2) a oeste da Capela São Sebastião (Sertão do Caneco). A sequência sedimentar é caracterizada por estratos plano-paralelos formados em regime de fluxo superior, bem como por canadas rudáceas e estratos cruzados. Ao lado, detalhe das estruturas do perfil F18c. Para localização do Perfil, vide fig. 10.8.

Perfil Fl.8d





ESCALA  
50 CM

Fig. 10.13 - Fotos do Perfil F18 (v. 16.10.17)

**Perfil Fl.8a**

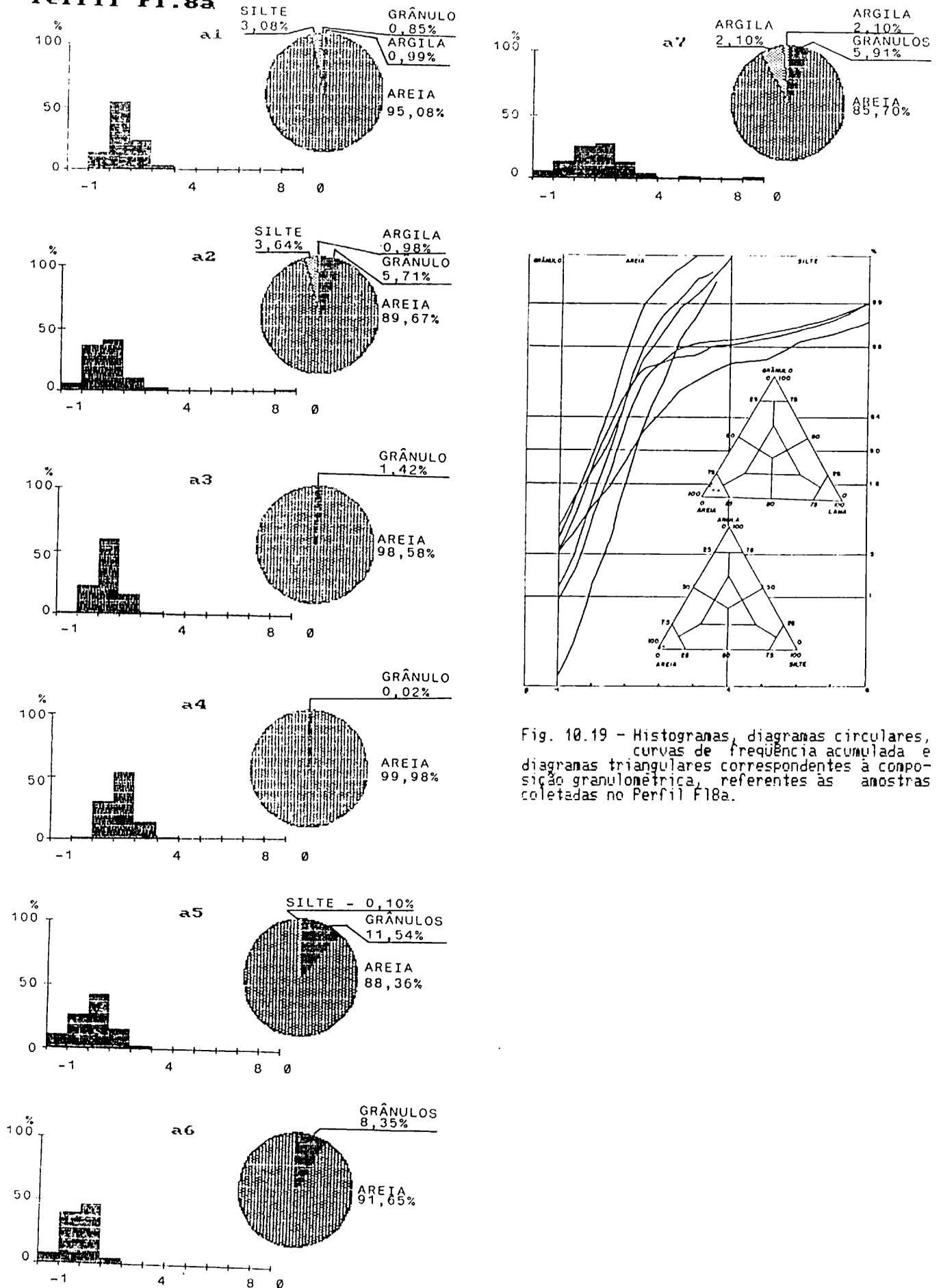


Fig. 10.19 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.8a.

**Perfil Fl.8b**

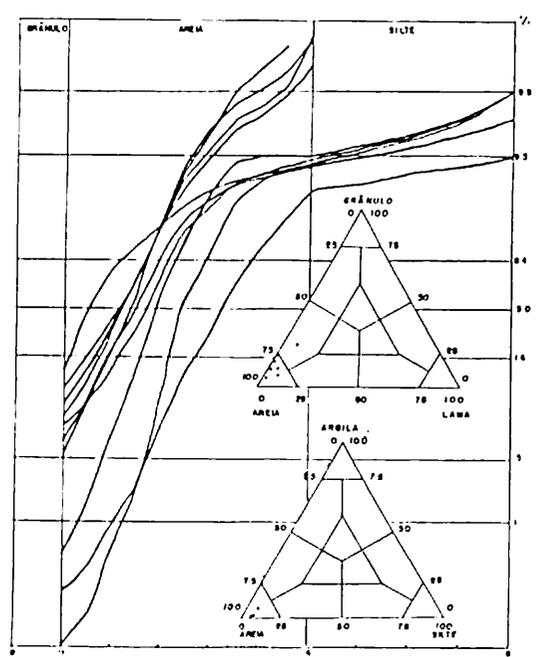
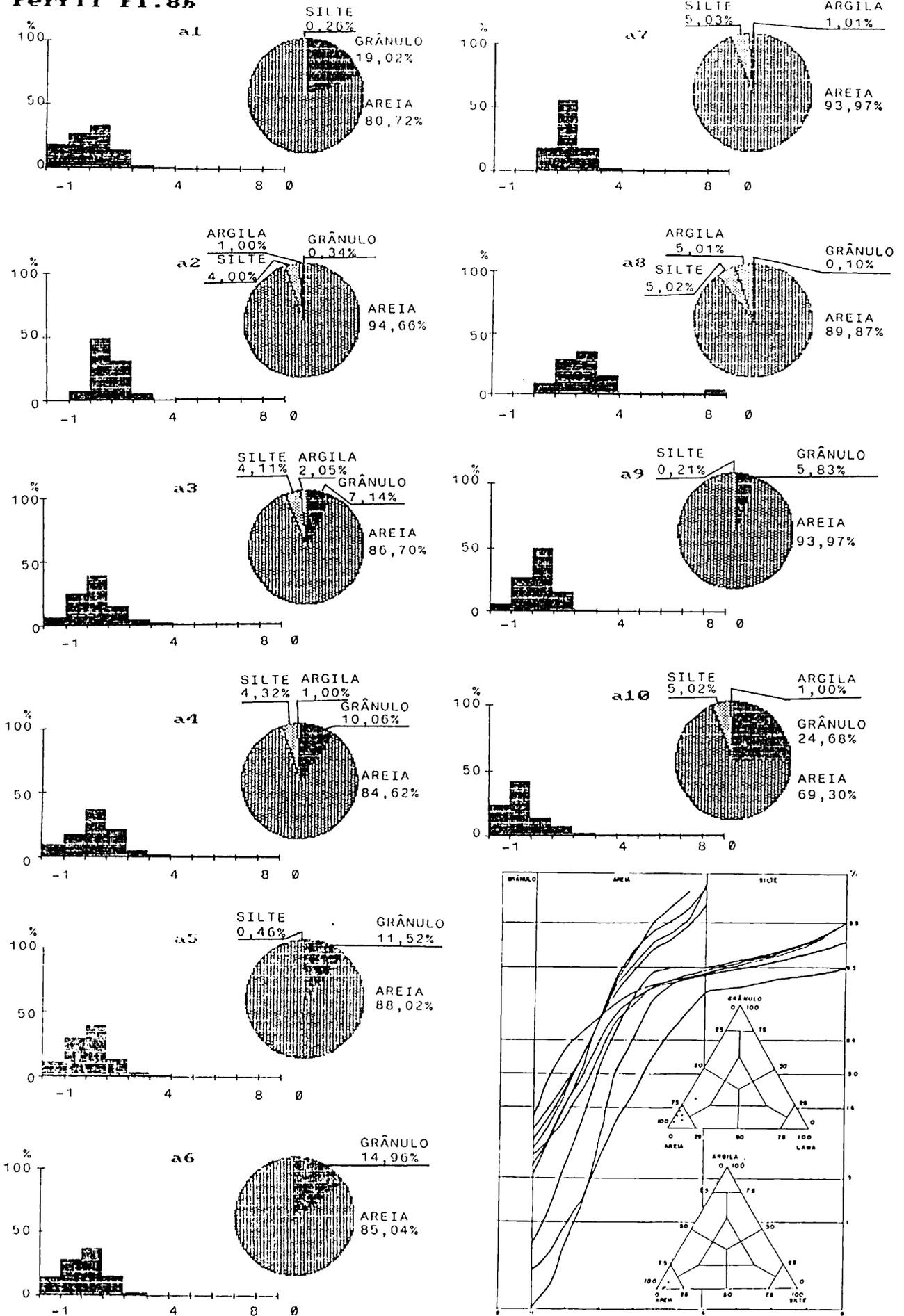


Fig. 10.10 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência granulométrica e diagrama triângular correspondentes à composição granulométrica referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.8b.

**Perfil F1.8c**

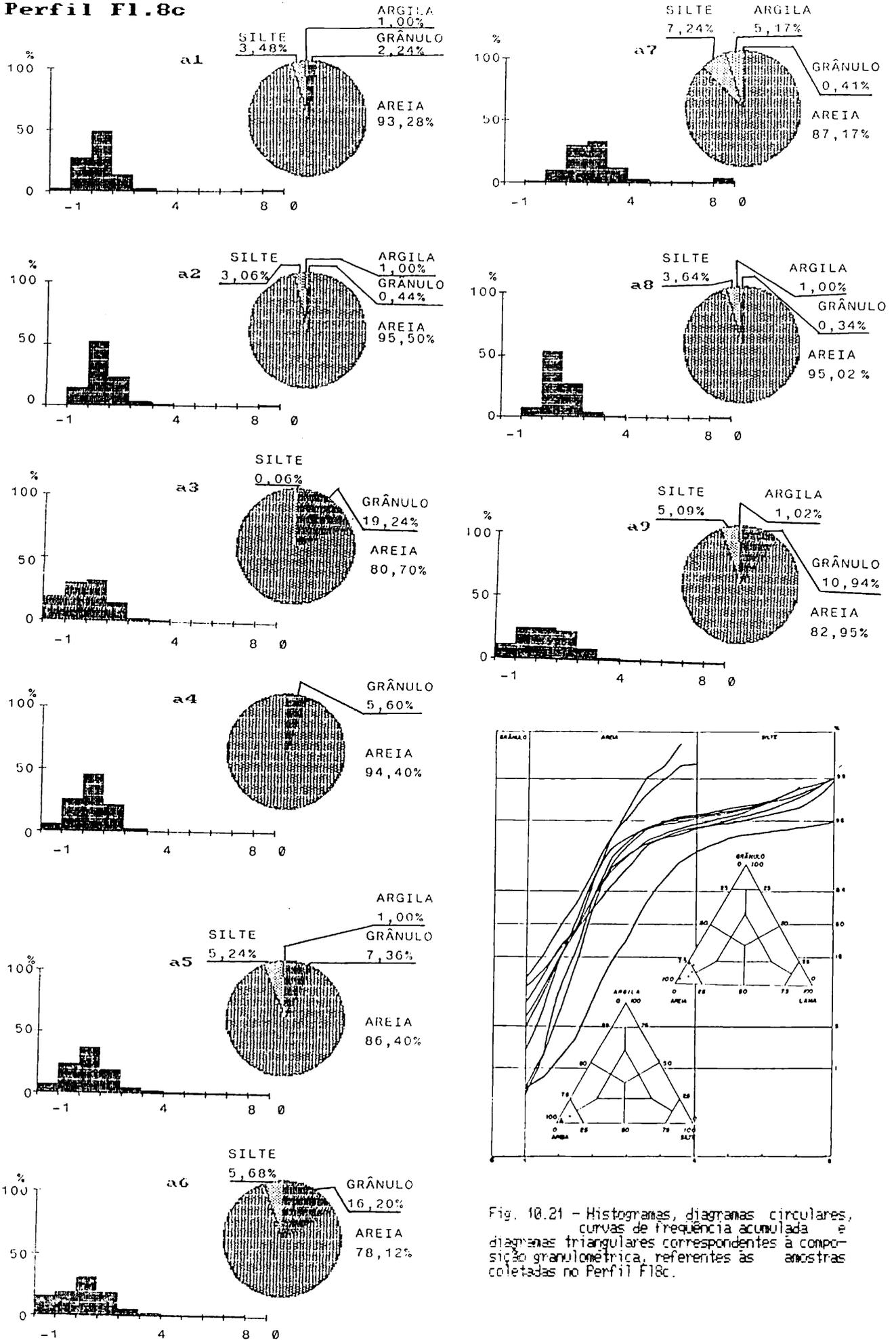


Fig. 10.21 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes a composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F1.8c.

**Perfil Fl.8d**

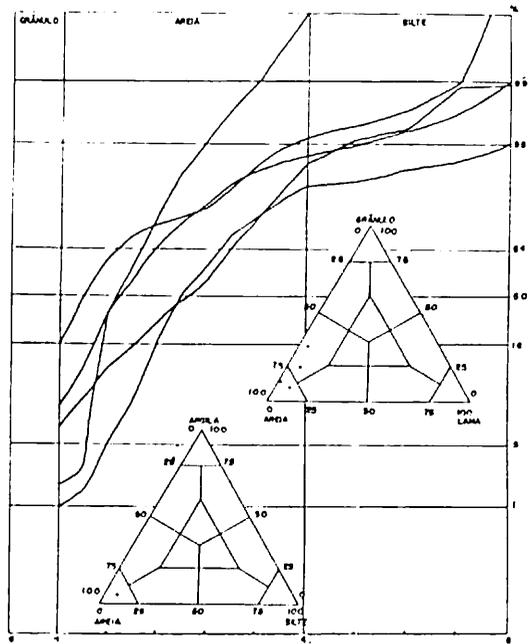
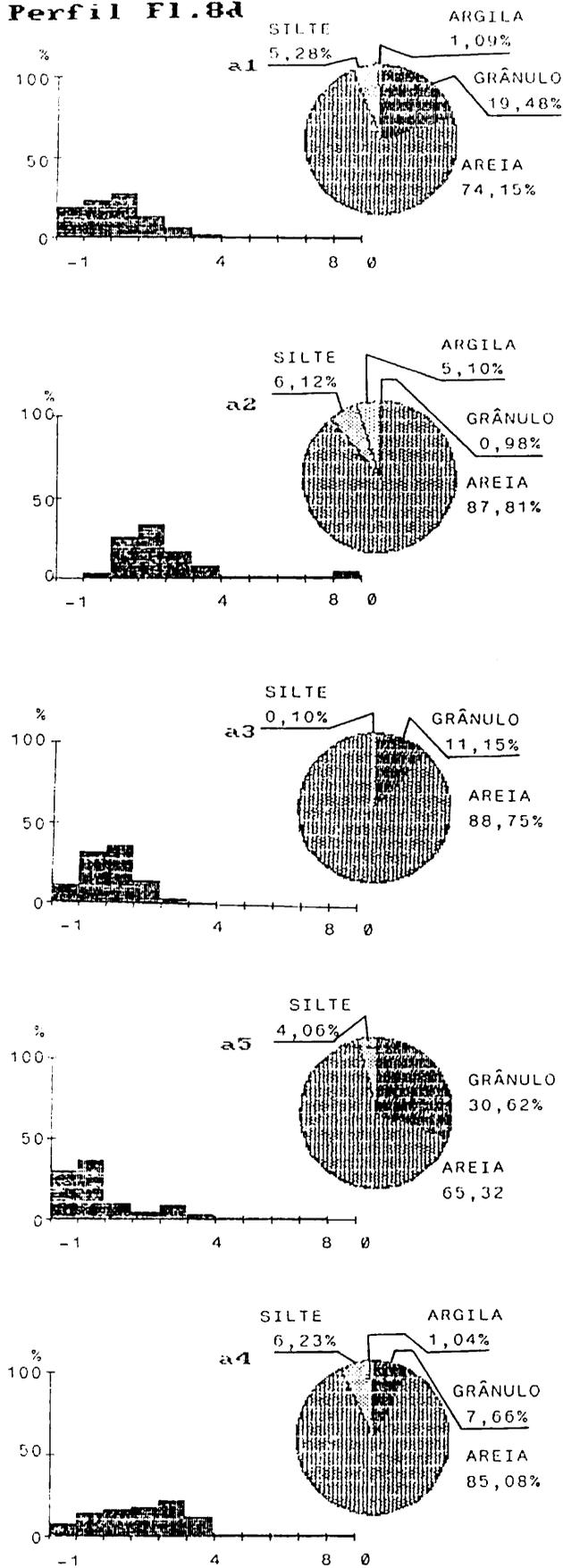


Fig. 10.22 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.8d.

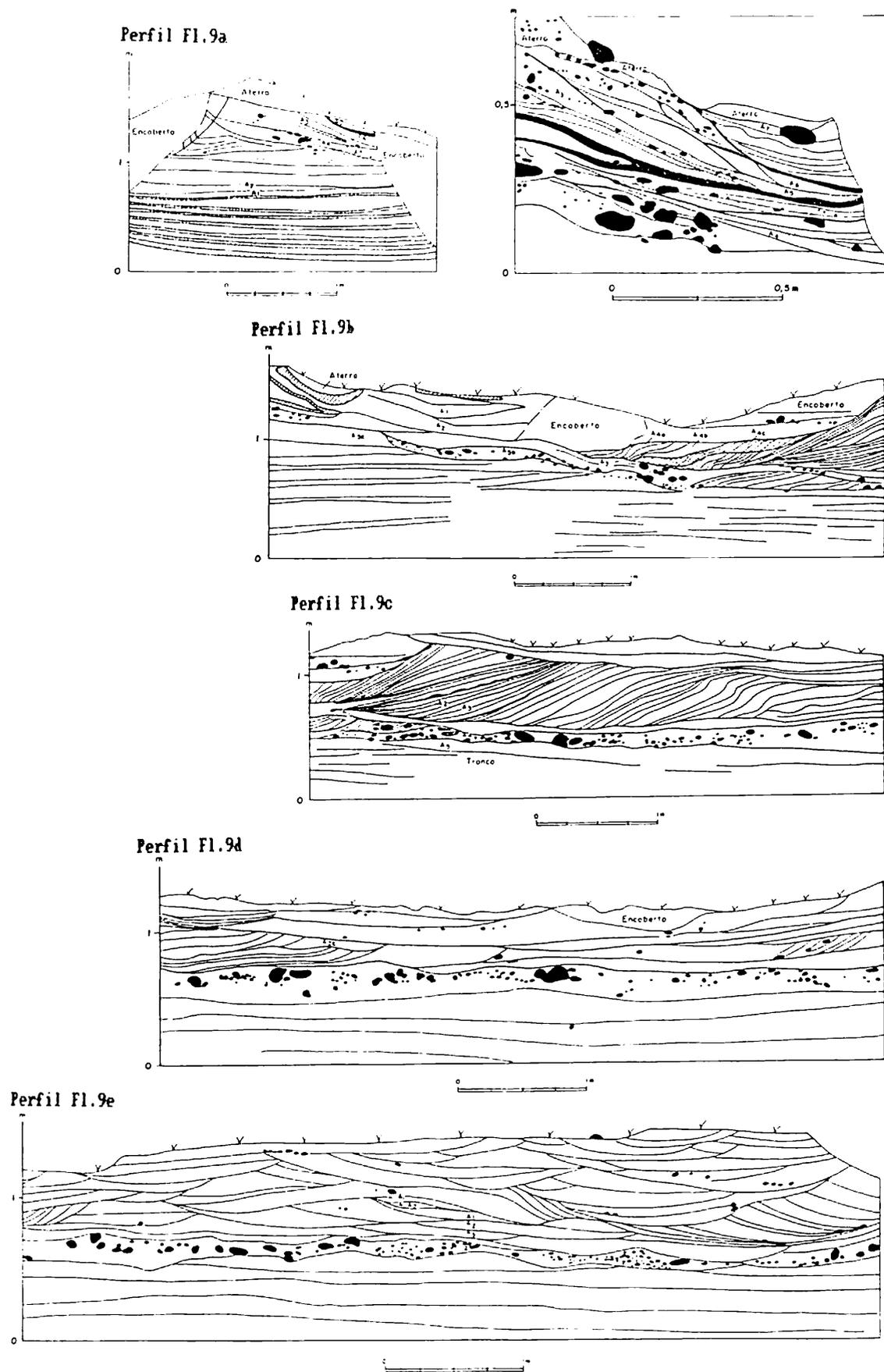


Fig. 10.23 - Detalhes das estruturas primárias dos depósitos arenáceos do Perfil F19, do leque aluvial (LA2) (nível mais elevado) situado a oeste da Capela São Sebastião, no Sertão do Campo, caracterizadas por estratos cruzados acanalados com seixos dispersos, bem como por camadas de estratos plano-paralelos e depósitos de material rudáceo. No setor "a" do Perfil F19 encontram-se camadas argilosas, representadas por uma faixa preta. Para localização do Perfil, vide fig. 10.8.

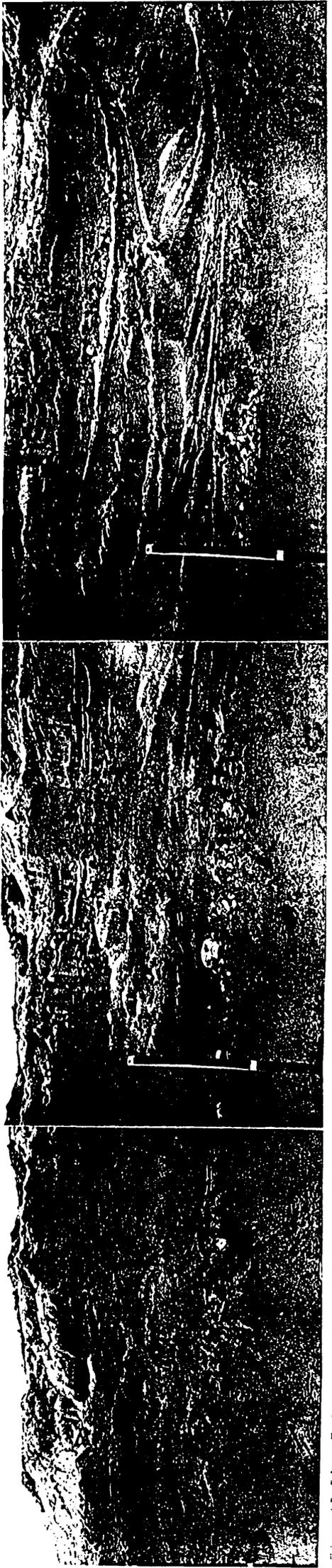
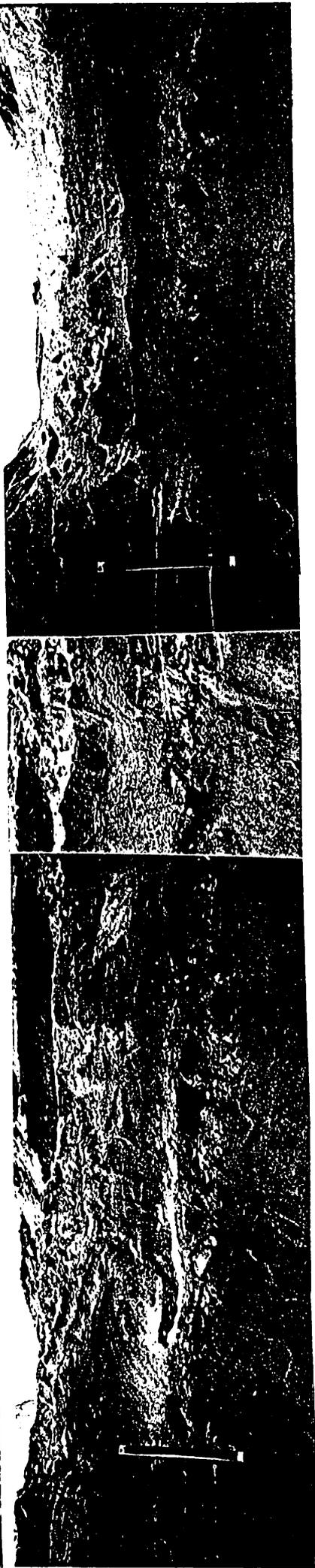
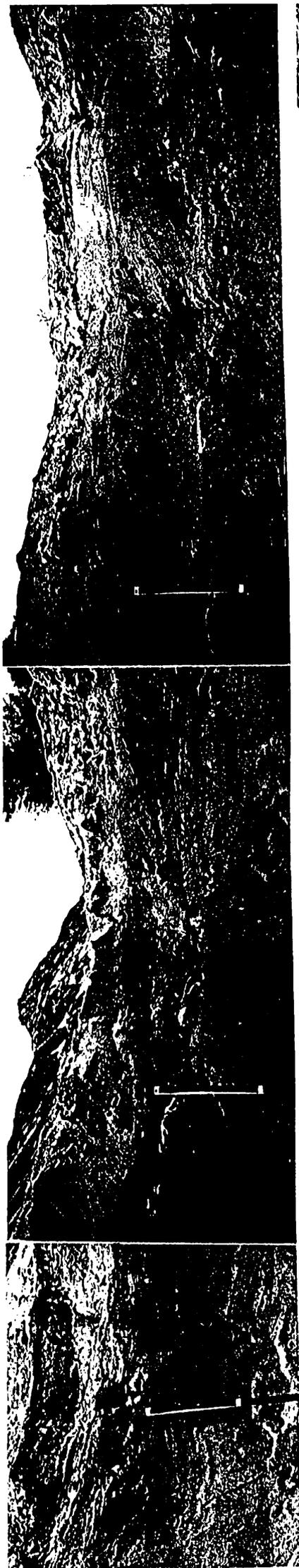




Fig. 18.24.e - Fotos de detalhes das estruturas primárias dos espóssitos arená-  
ceos do Perfil F19. Ao lado, foto das camadas argilosas.

**Perfil Fl.9a**

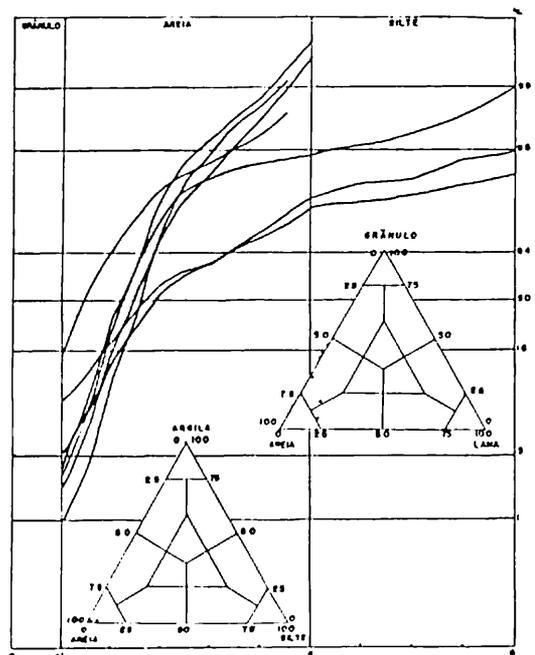
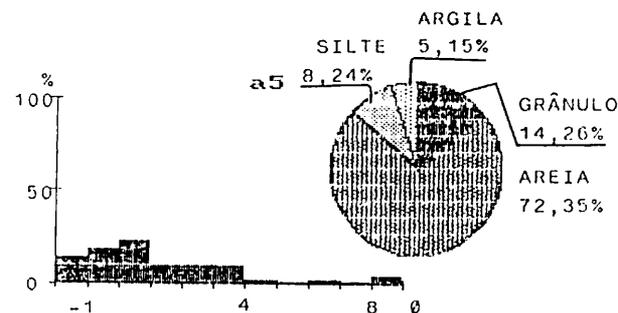
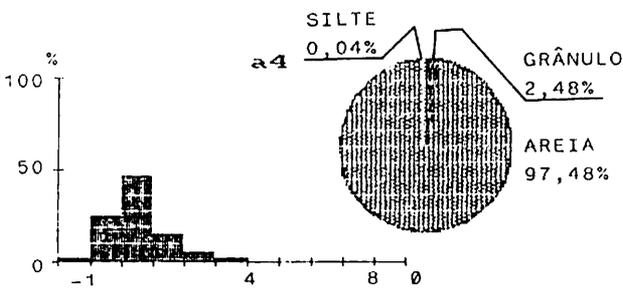
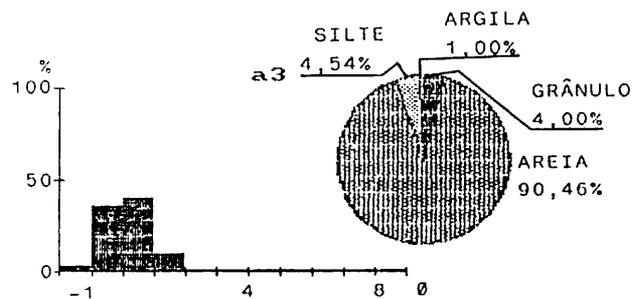
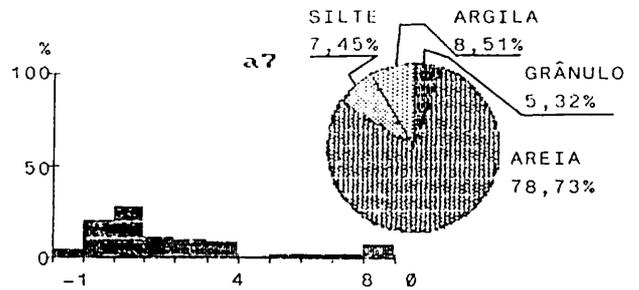
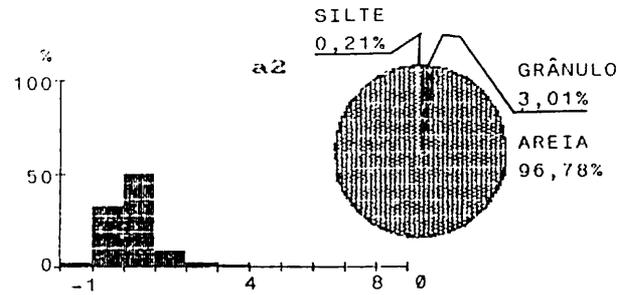
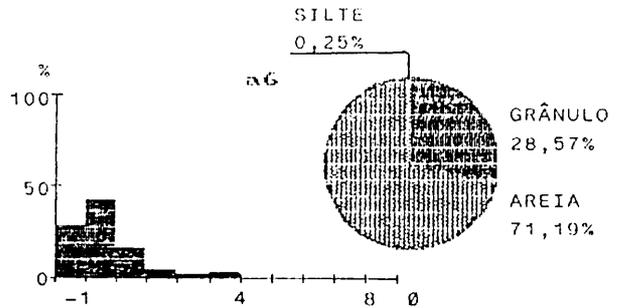
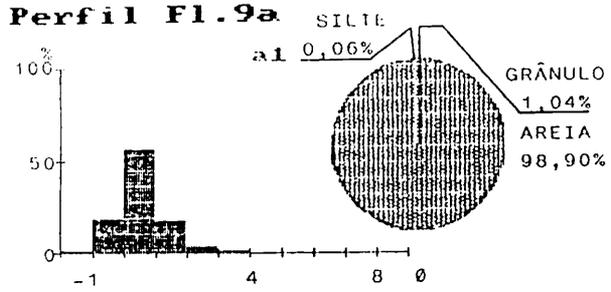


Fig. 10.25 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.9a.

**Perfil Fl. 9b**

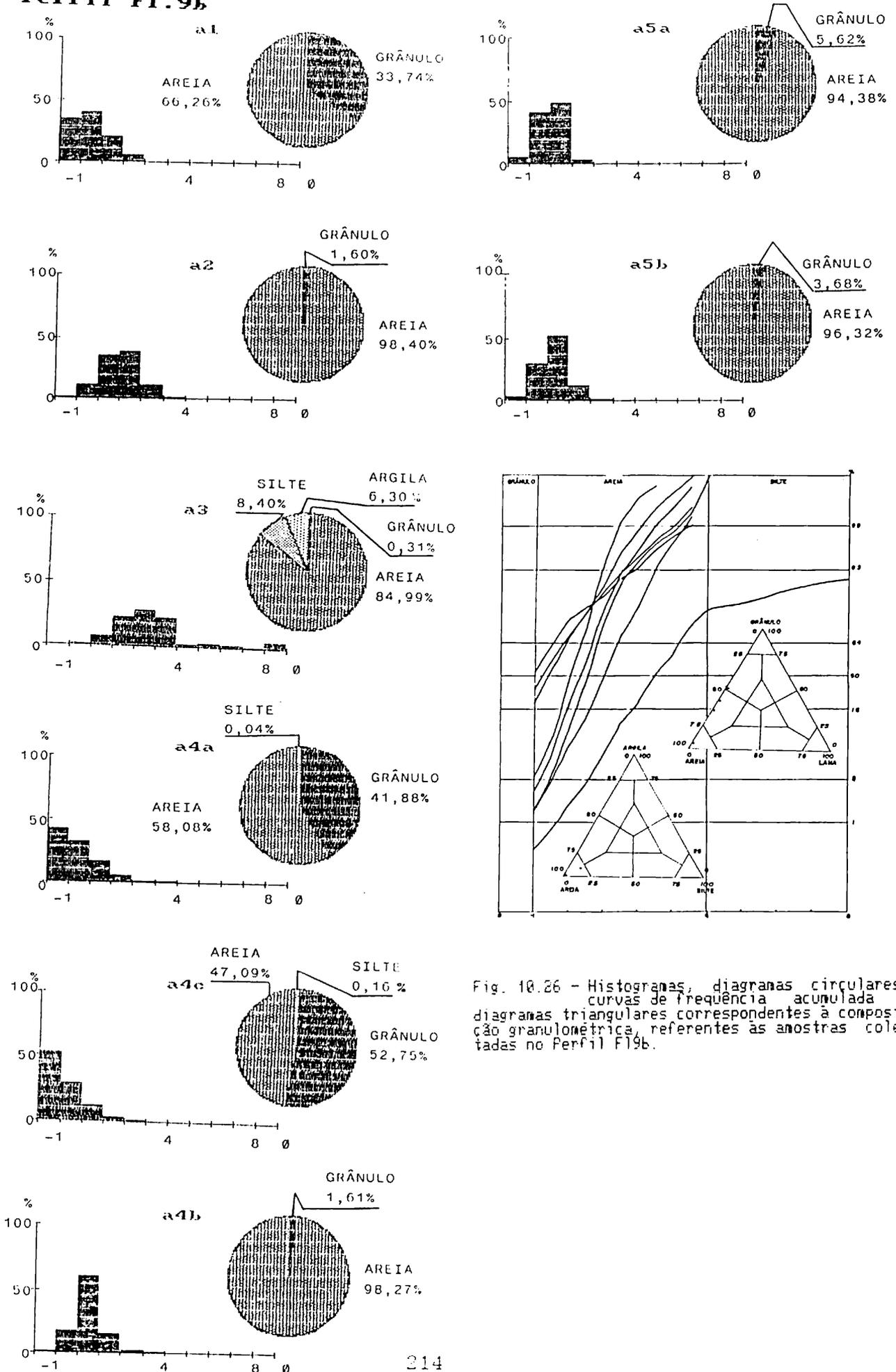
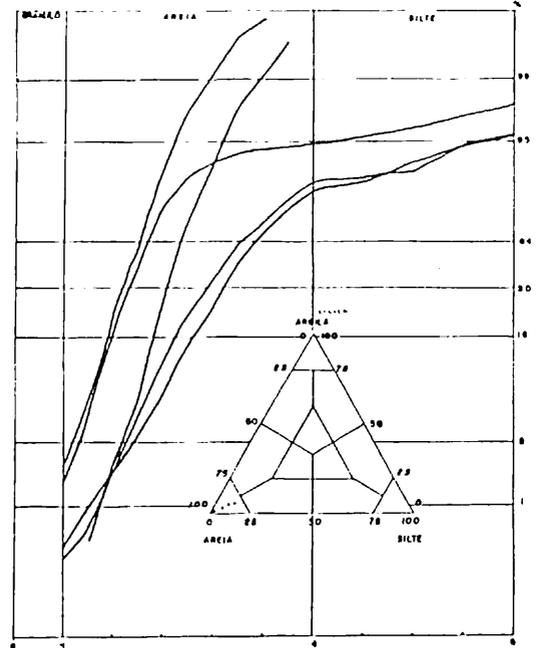
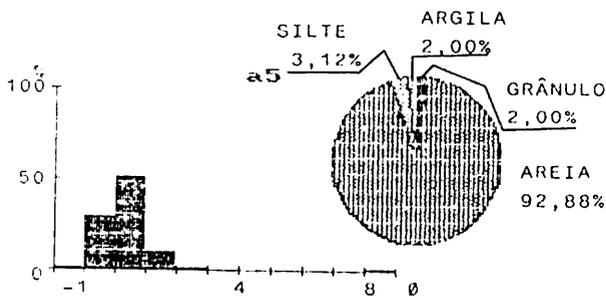
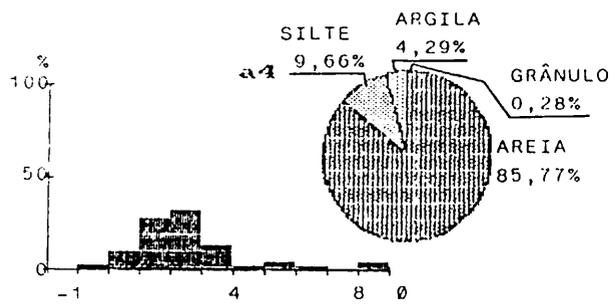
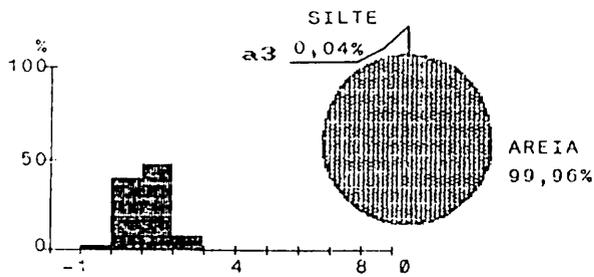
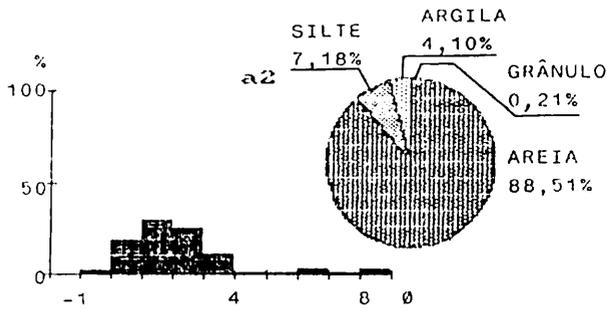
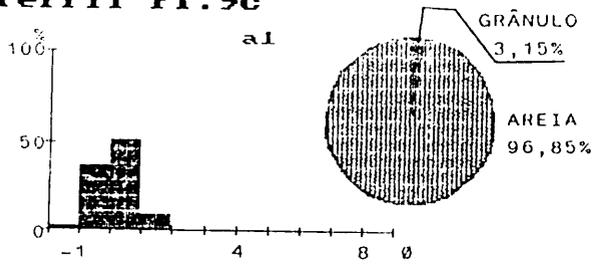


Fig. 10.26 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl. 9b.

**Perfil F1.9c**



**Perfil F1.9d**

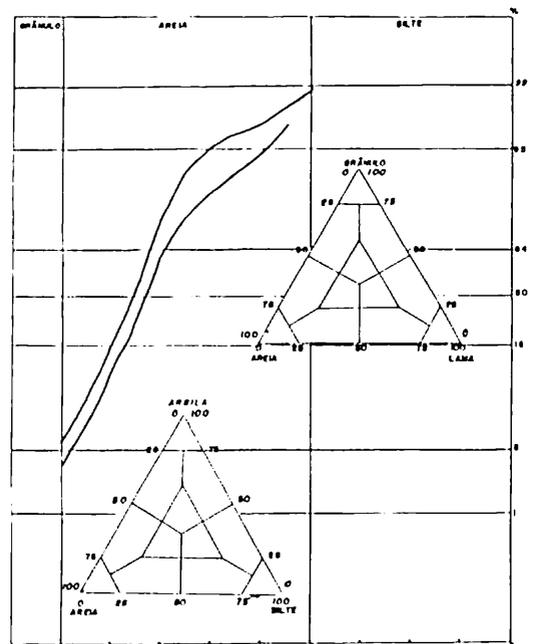
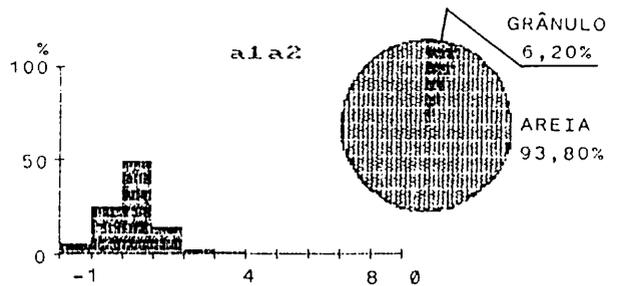
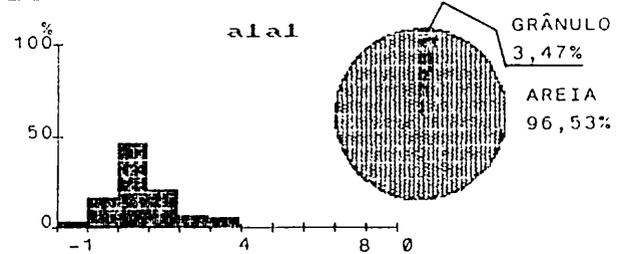


Fig. 10.27 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F19c e F19d.

**Perfil F1.9e**

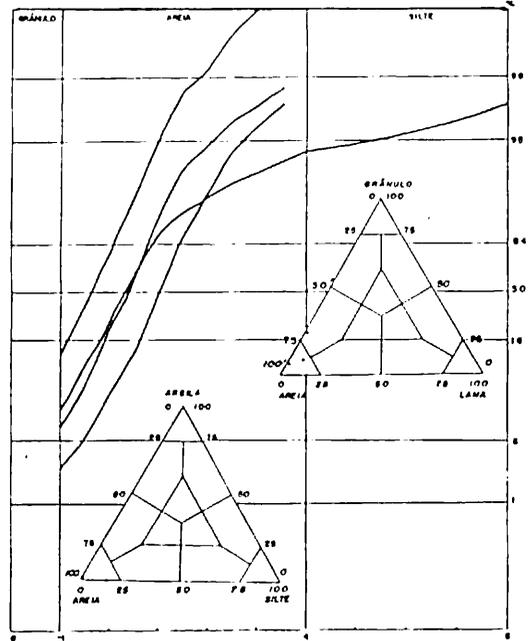
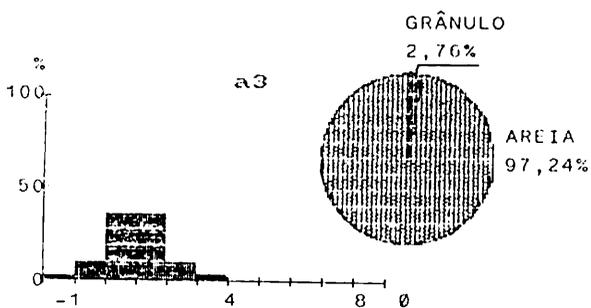
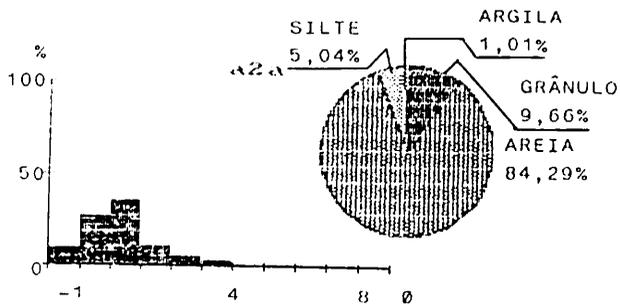
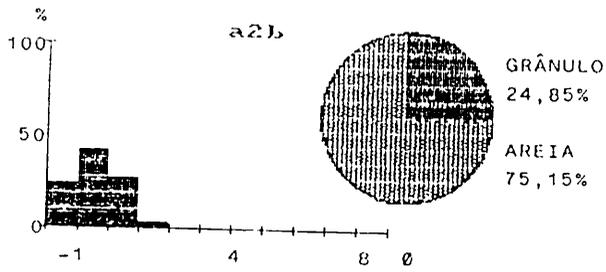
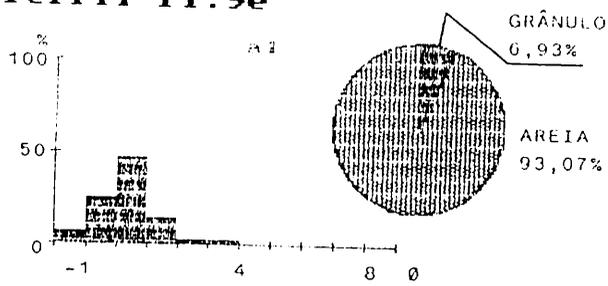


Fig. 10.27.a - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F19e.

Perfil Fl.9II

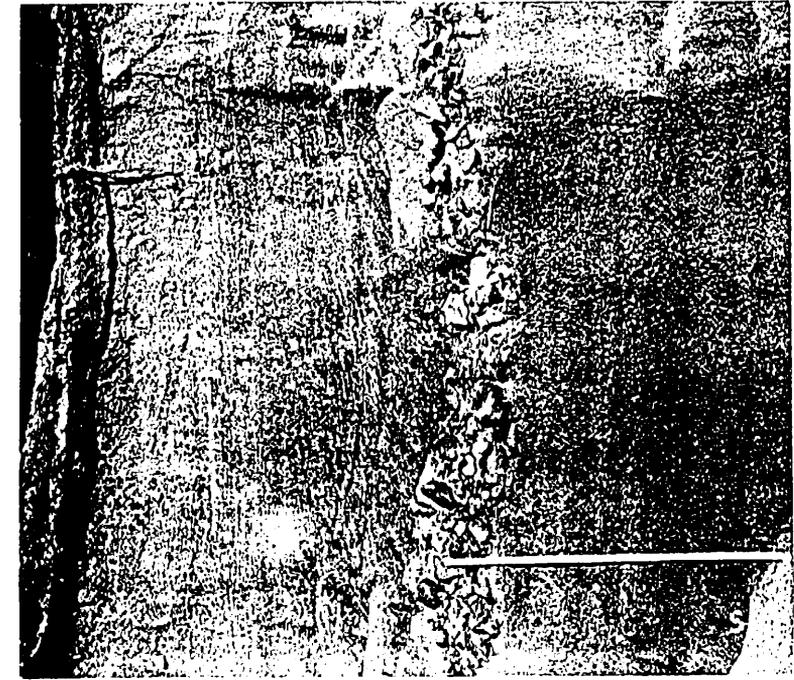
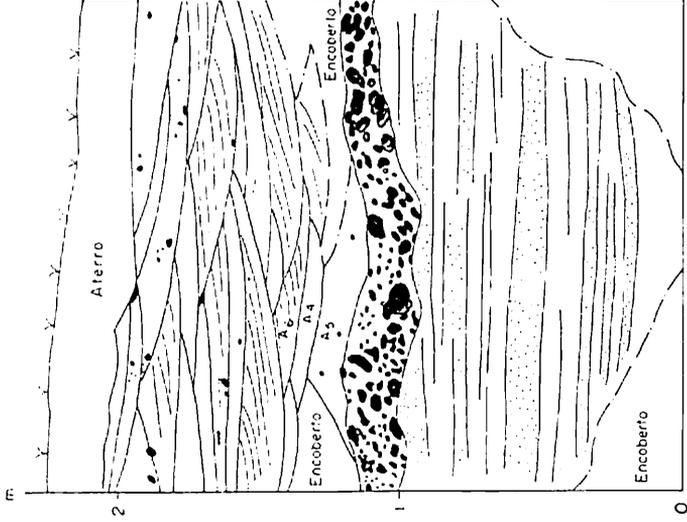
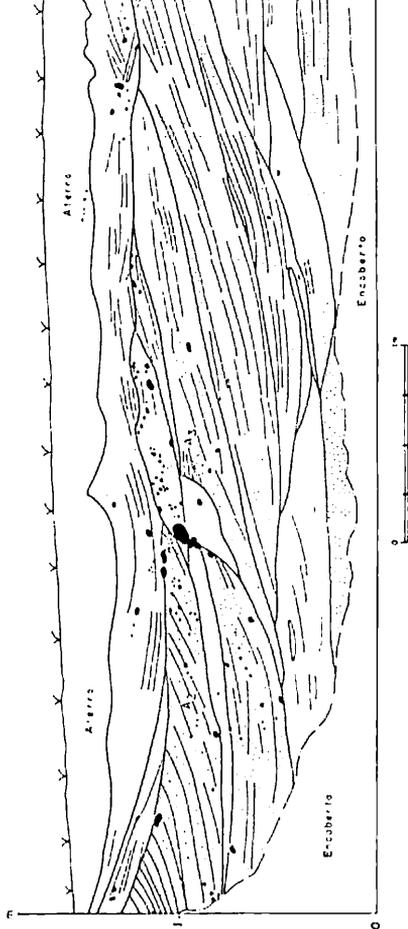


Fig. 10.26 - Fotos do Perfil Fl.9II, localizado a oeste da Capela São Sebastião, no mesmo local do Perfil Fl.9, após remoção de parte das areias pela firma exploradora. Desenhos representando as camadas com estratificação cruzada acanalada, com seixos dispersos e as camadas rubeceas. Nos perfis estão localizados os pontos de coleta de amostras.



**Perfil F1.9II**

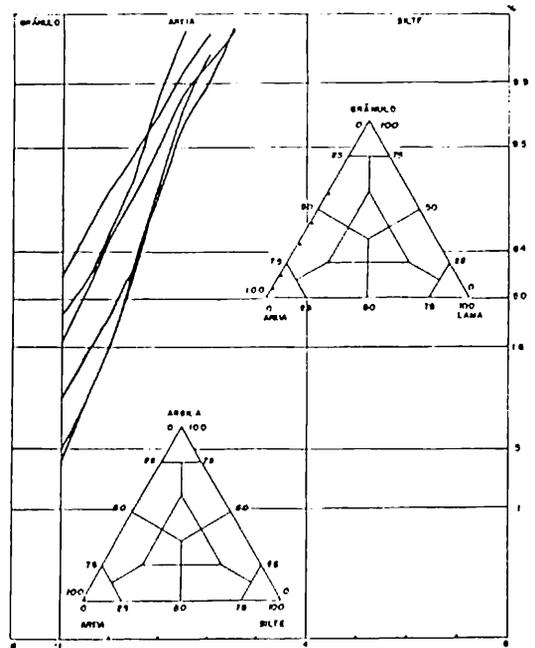
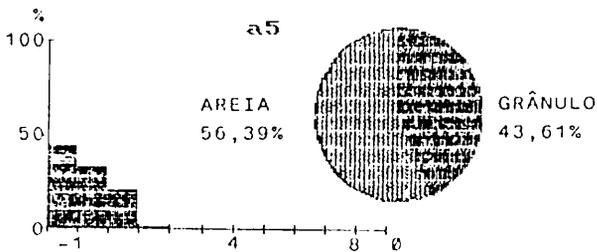
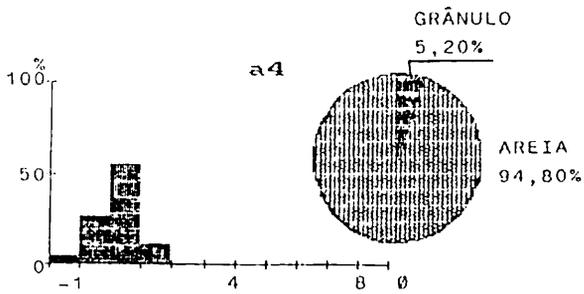
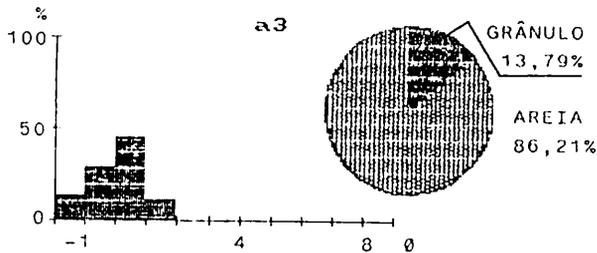
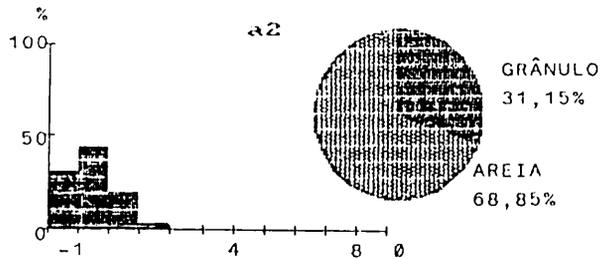
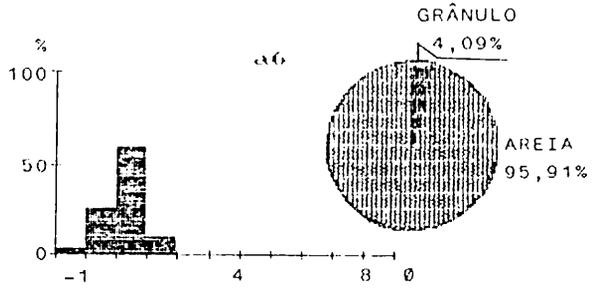
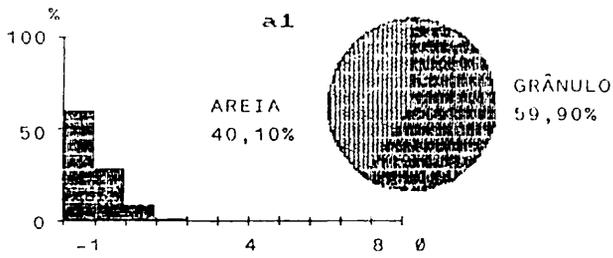
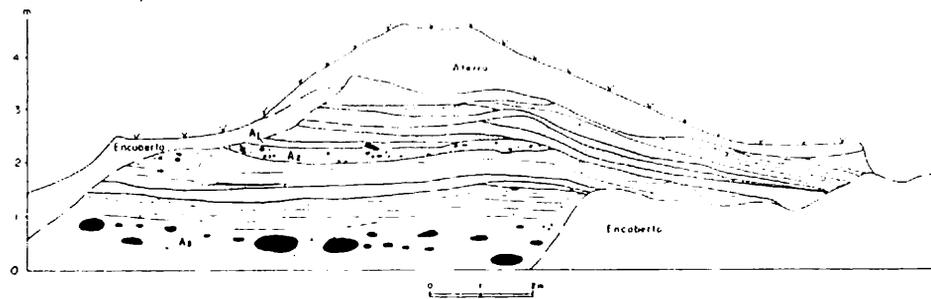
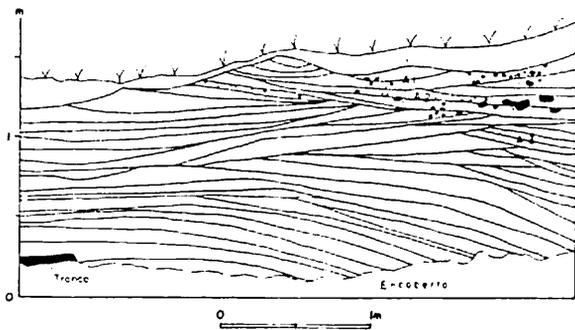


Fig. 10.29 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F19II.

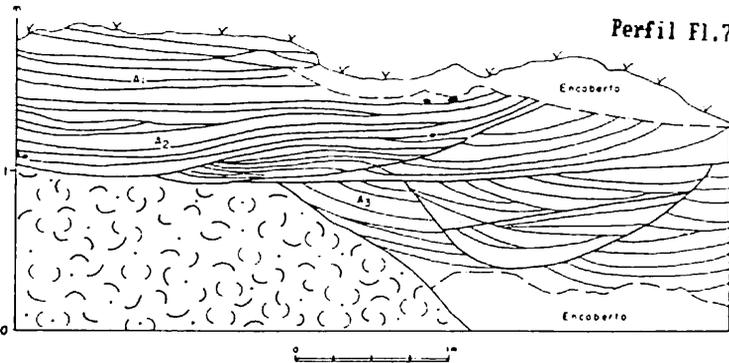
Perfil Fl.5



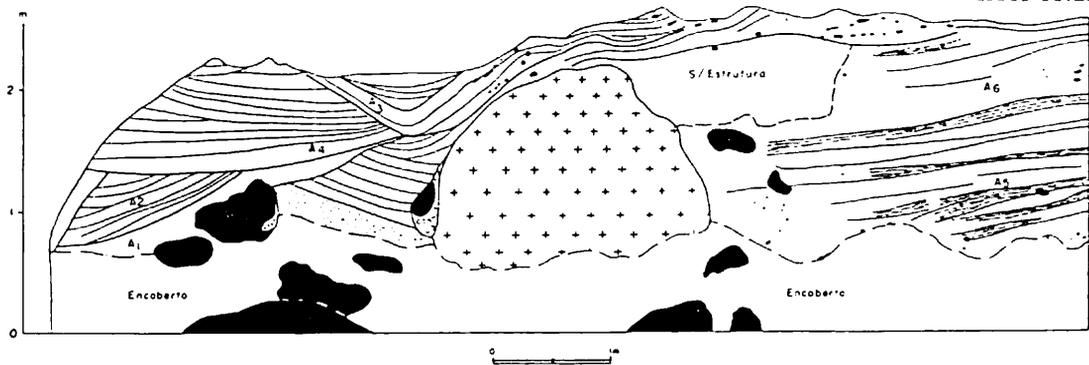
Perfil Fl.11



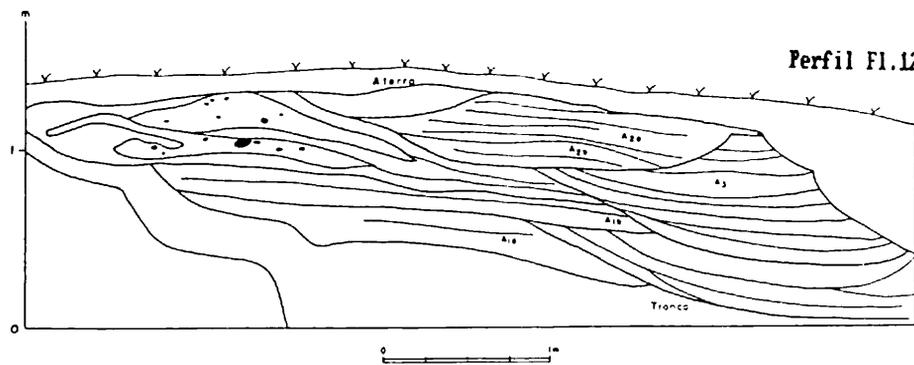
Perfil Fl.7



Perfil Fl.10



Perfil Fl.12



Perfil Fl.13

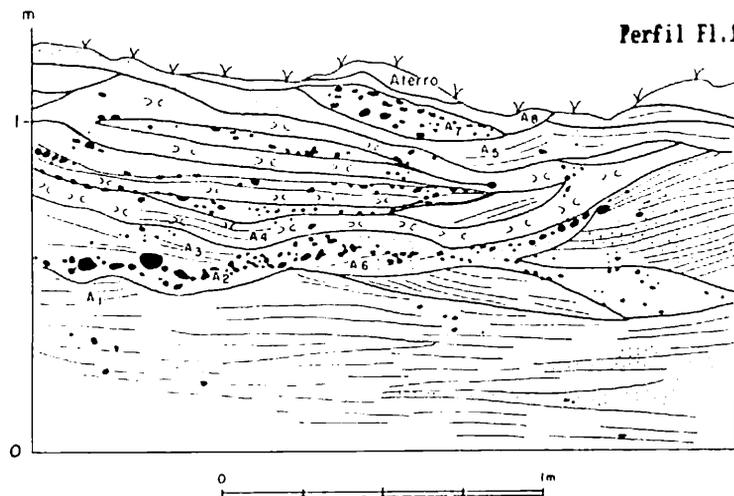


Fig. 10.30 - Estruturas primárias do leque aluvial LA2, nos Perfis F15, F17, F110, F111, F112 e F113, localizados a oeste da Capela São Sebastião, Sertão do Campo. Nos vários perfis são encontrados estratos plano-paralelos associados a estratos cruzados acanalados. Cana-da colúvio-aluvionar resultante de movimentos de massa encontra-se na base do Perfil F111. Volúmosos matações de rocha granítica são encontrados no Perfil F110, sendo o maior com mais de 3 m de diâmetro. Além dos estratos arenosos, com seixos esparsos, são encontradas camadas com maiores concentrações de seixos e blocos. Nos perfis estão localizadas as amostras coletadas e analisadas. Para localização dos perfis vide fig. 10.8.

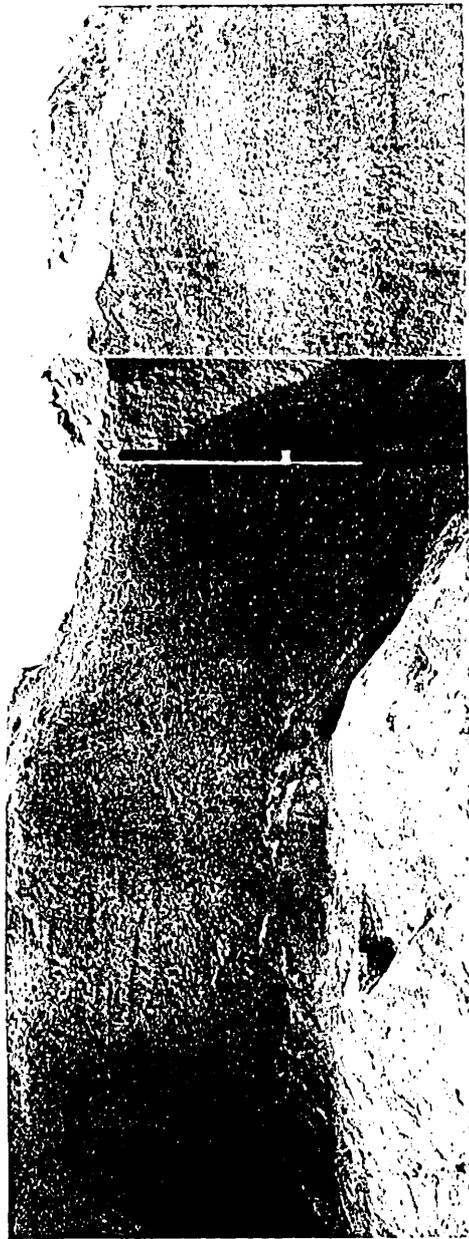


Fig. 1031 - Na fop de chã, with seal do lapa algaral 102, at the entrance to the cave. The seal is a small, rectangular, white object with a black border and a central black mark. The rock surface is highly textured and appears to have some markings or inscriptions. The scale bar is a white horizontal bar with black markings.

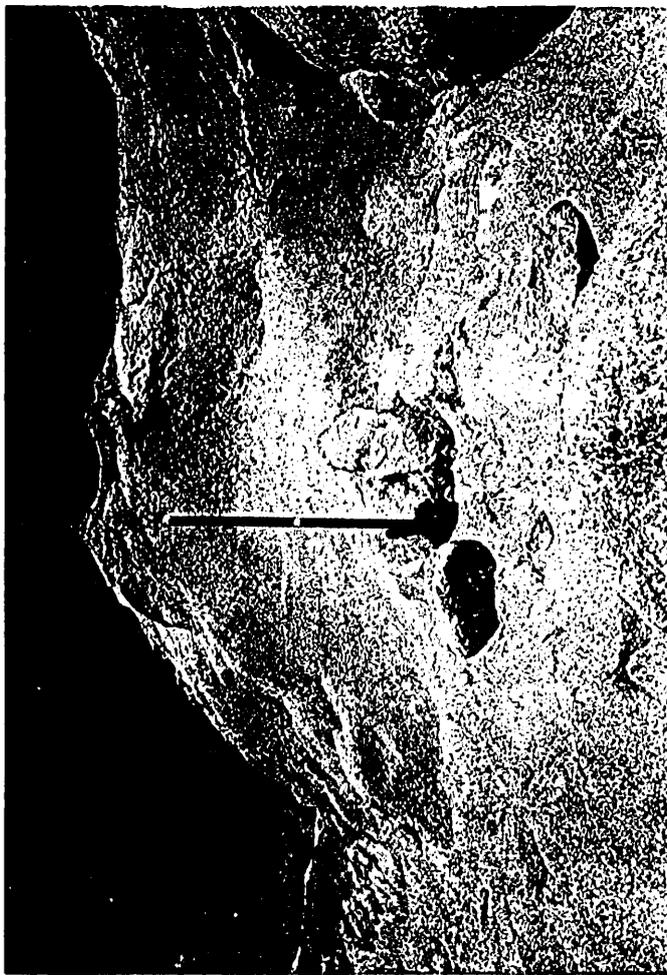
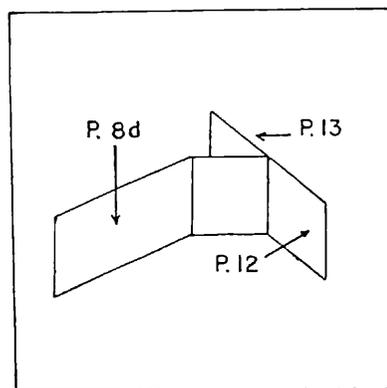


Fig. 10.32 - Fotos dos Ferris F16 (acima) e F110 (abaixo). U. Fig. 10.30.



Fig. 10.33 - Fotos dos Perfis F18 (no alto), F112 (no meio, à direita) e F113 (abaixo).  
aspecto tridimensional formado pelas estruturas observadas nessas fotos, pode  
ser visto na ilustração abaixo, à direita. No meio, à direita, foto de detalhes de estru-  
ra do Perfil F18.



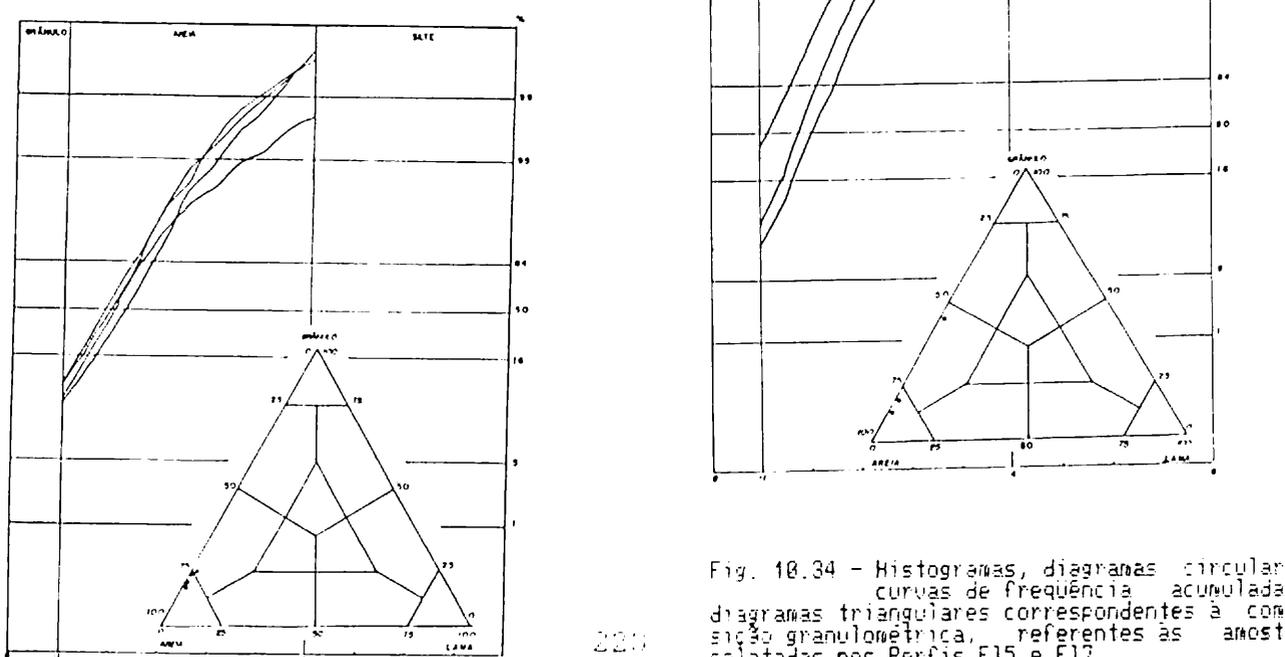
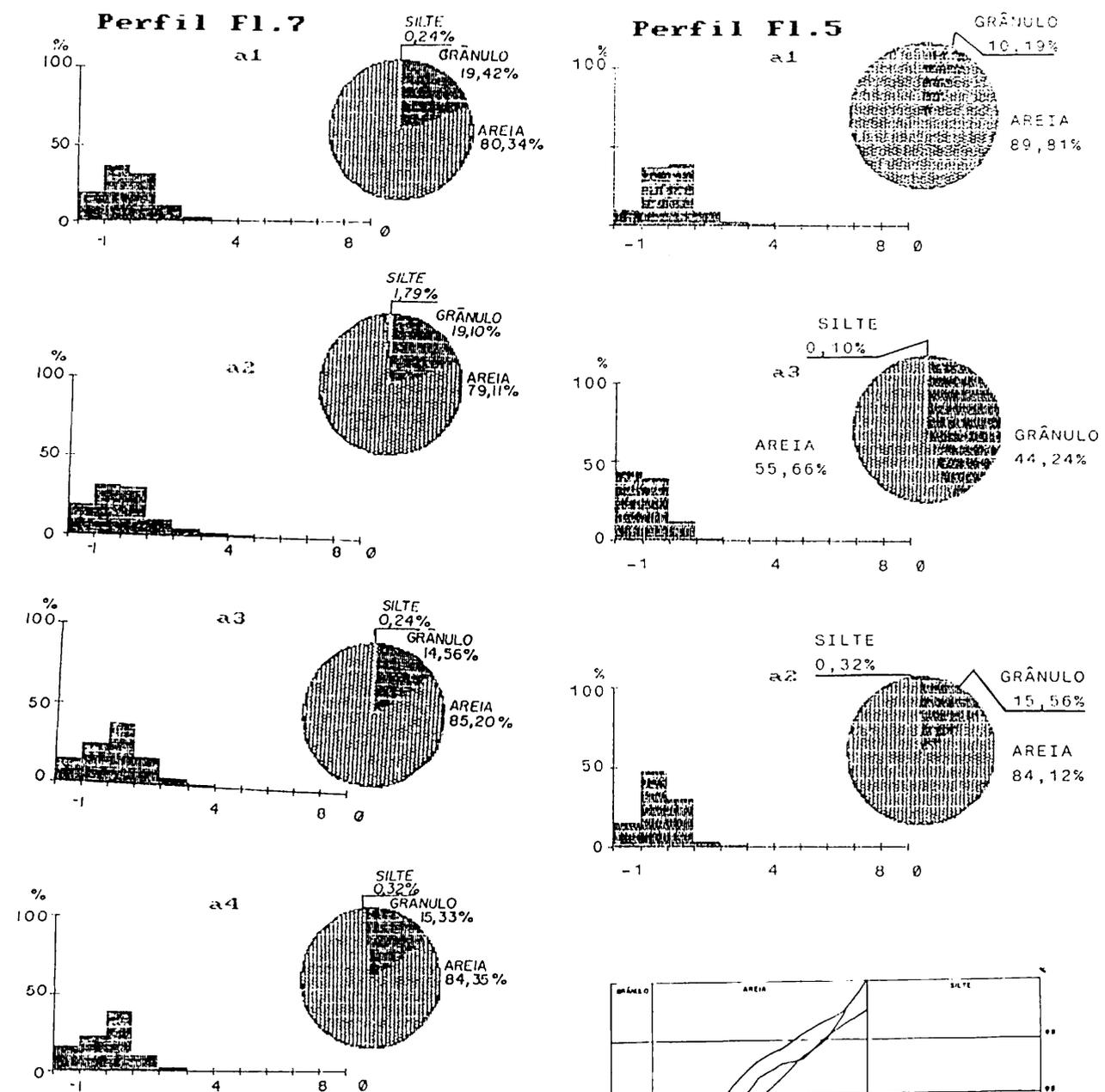


Fig. 10.34 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares referentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F15 e F17.

**Perfil F1.10**

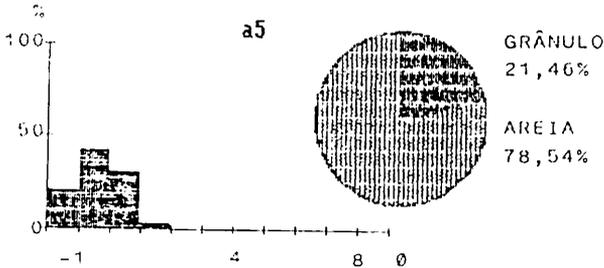
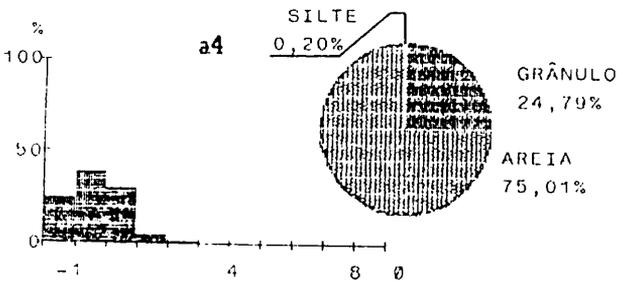
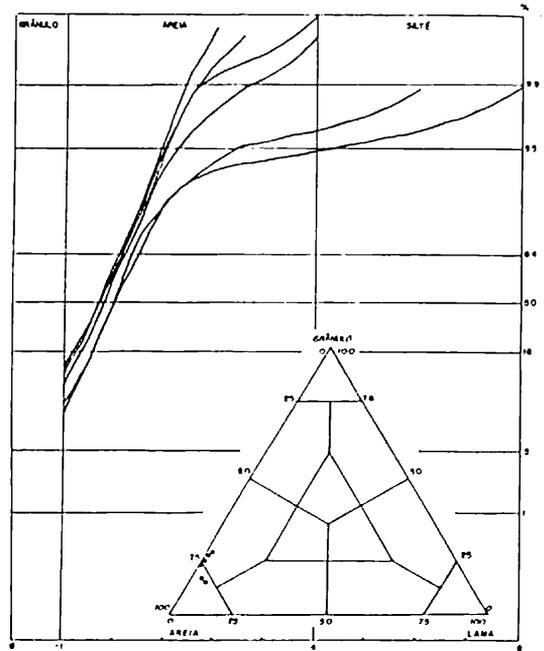
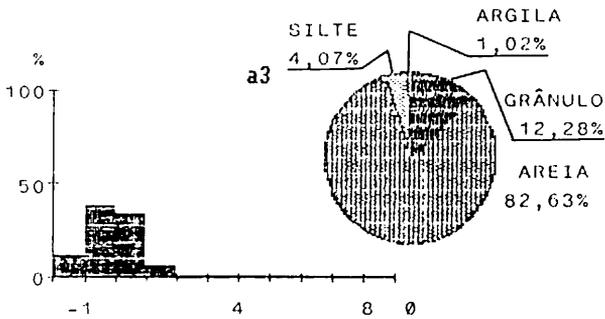
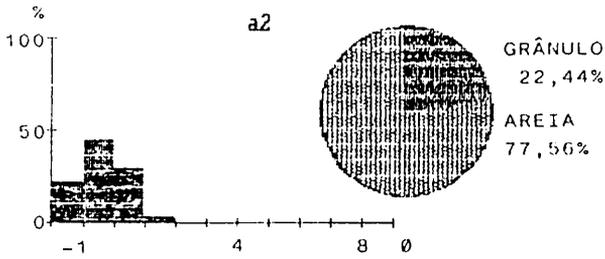
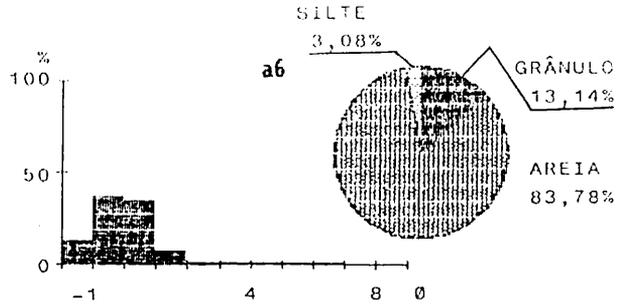
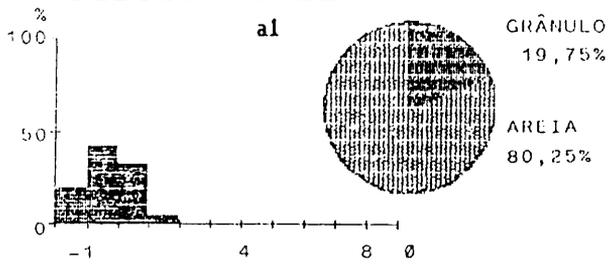
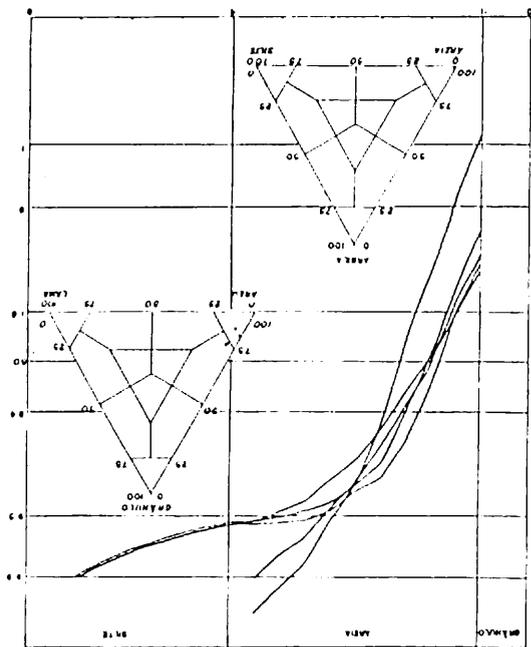
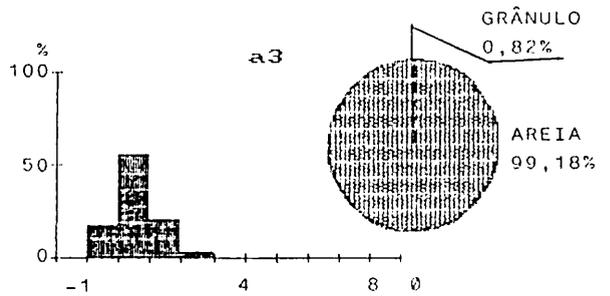
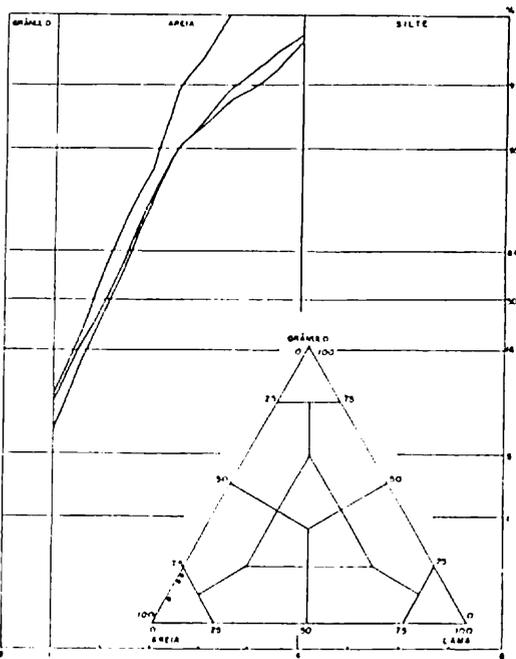
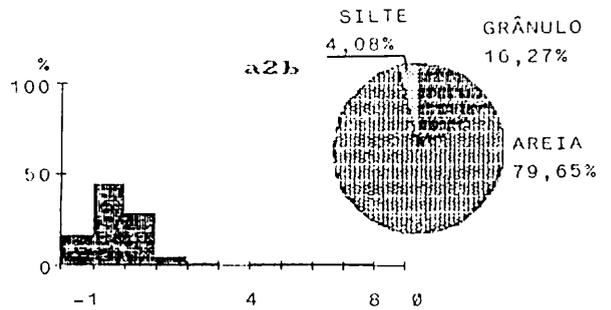
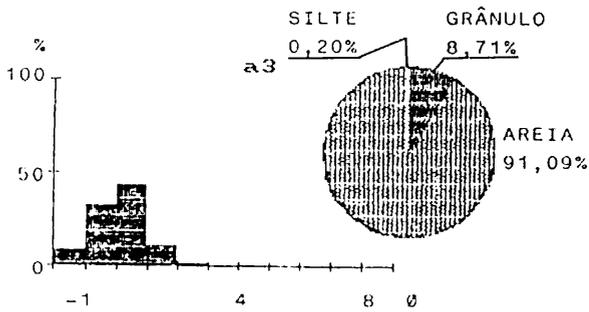
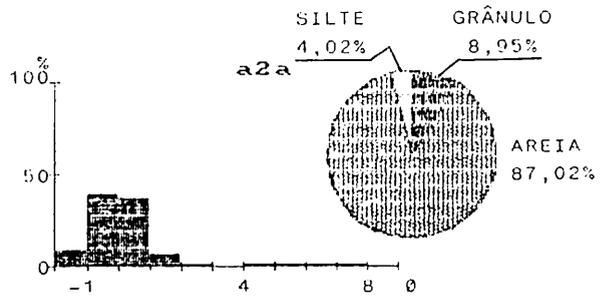
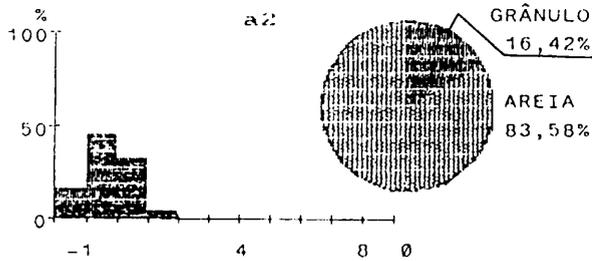
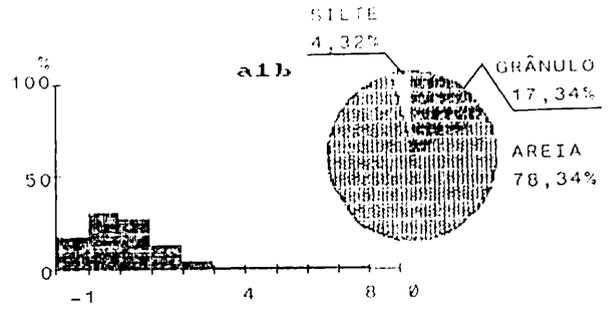
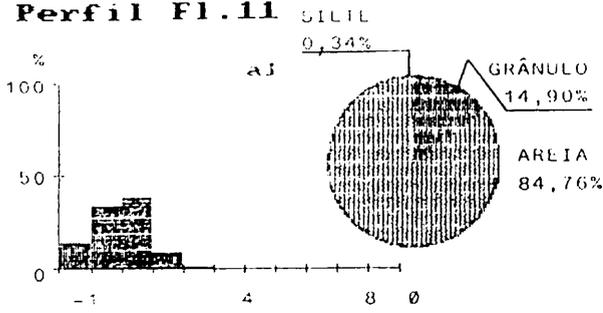
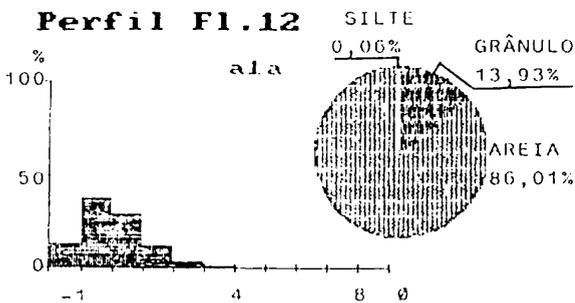


Fig. 10.35 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F110.

**Perfil Fl.11**



**Perfil Fl.12**



... ..

**Perfil Fl.13**

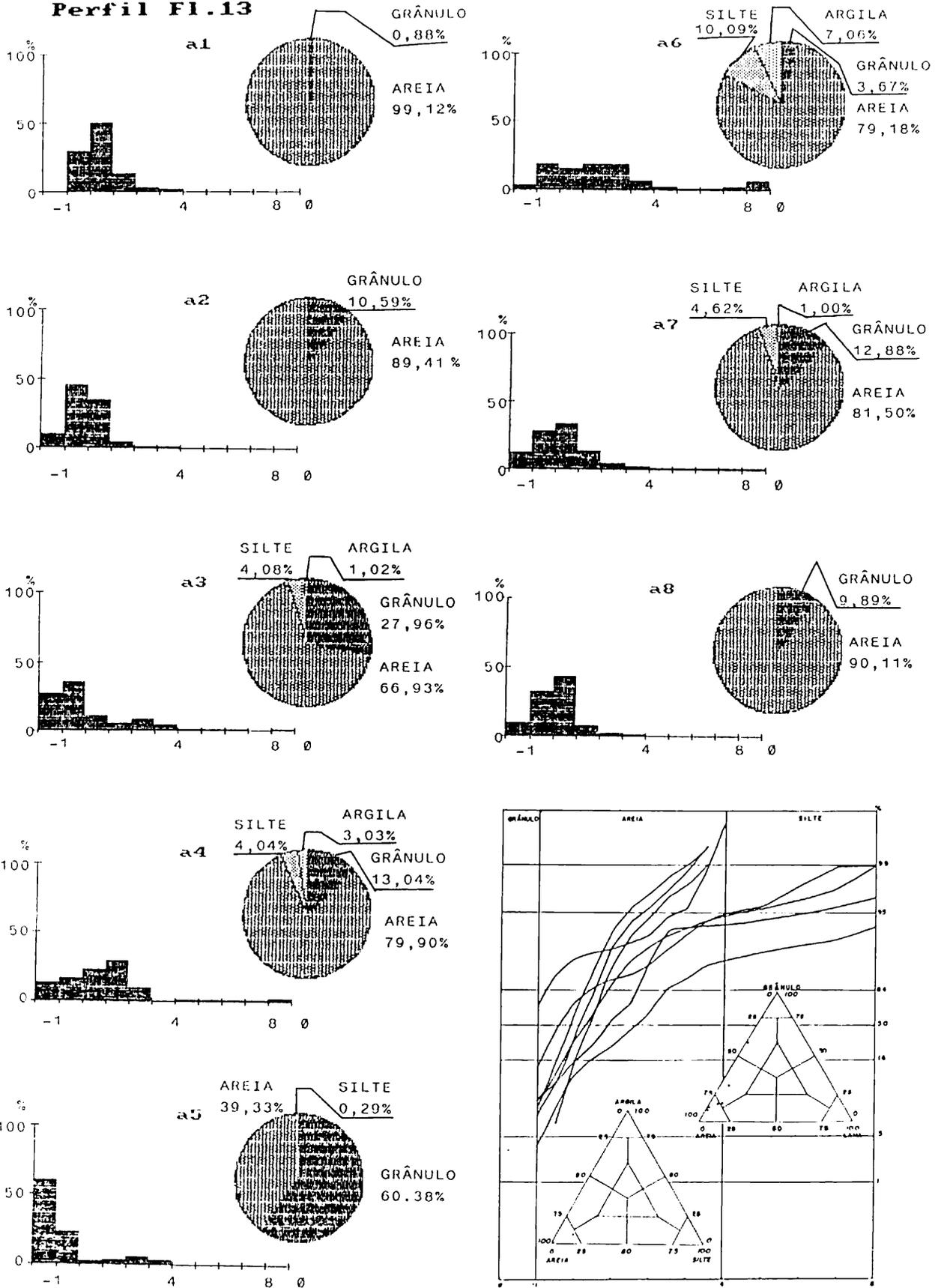
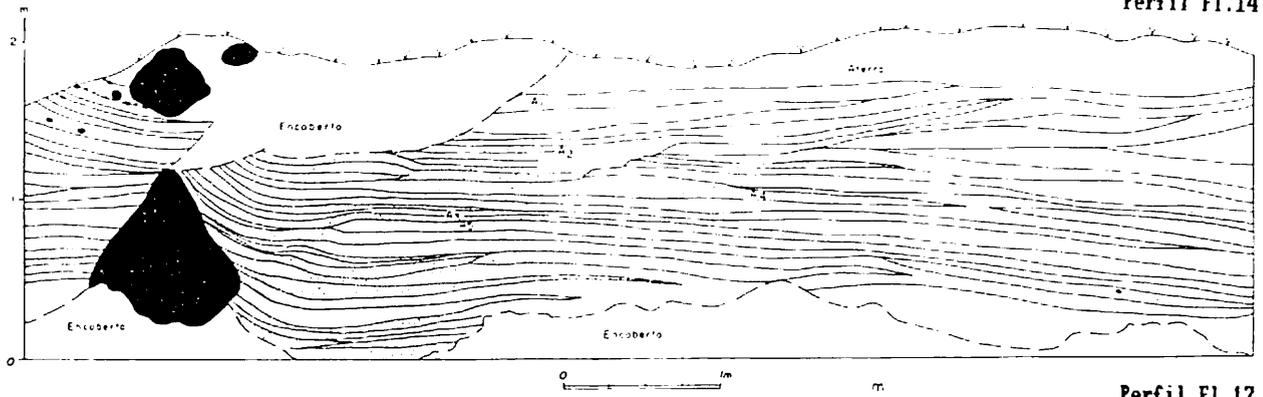
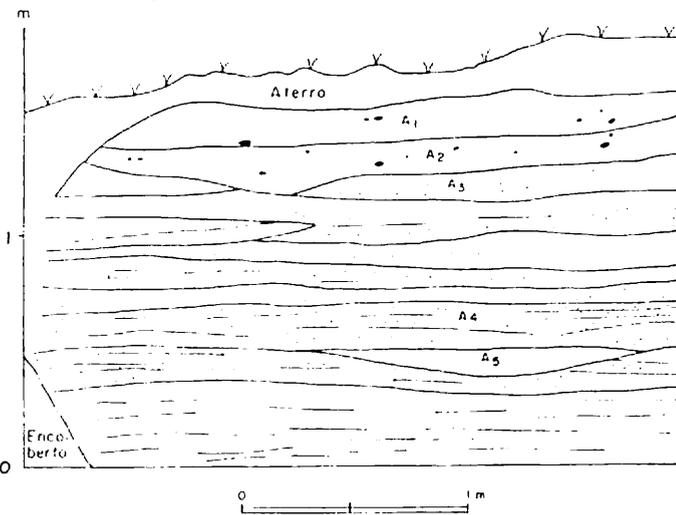


Fig. 10.17 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.13.

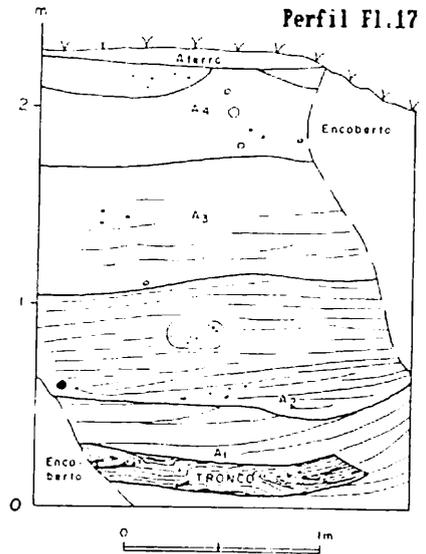
Perfil Fl.14



Perfil Fl.15



Perfil Fl.17



Perfil Fl.18

	10cm
A1	Amaranjado
40cm	
A2	Cinza
14cm	
A3	Amarelada
15cm	
A4	Cinza escura
10cm	
A5	Branca
70	
0	

Perfil Fl.16



Fig. 10.18 - Perfil Fl.18 apresenta a localidade das amostras de sedimentos coletadas nos locais Fl.14, Fl.15, Fl.16, Fl.17, Fl.18, Fl.19, Fl.20, Fl.21, Fl.22, Fl.23, Fl.24, Fl.25, Fl.26, Fl.27, Fl.28, Fl.29, Fl.30, Fl.31, Fl.32, Fl.33, Fl.34, Fl.35, Fl.36, Fl.37, Fl.38, Fl.39, Fl.40, Fl.41, Fl.42, Fl.43, Fl.44, Fl.45, Fl.46, Fl.47, Fl.48, Fl.49, Fl.50, Fl.51, Fl.52, Fl.53, Fl.54, Fl.55, Fl.56, Fl.57, Fl.58, Fl.59, Fl.60, Fl.61, Fl.62, Fl.63, Fl.64, Fl.65, Fl.66, Fl.67, Fl.68, Fl.69, Fl.70, Fl.71, Fl.72, Fl.73, Fl.74, Fl.75, Fl.76, Fl.77, Fl.78, Fl.79, Fl.80, Fl.81, Fl.82, Fl.83, Fl.84, Fl.85, Fl.86, Fl.87, Fl.88, Fl.89, Fl.90, Fl.91, Fl.92, Fl.93, Fl.94, Fl.95, Fl.96, Fl.97, Fl.98, Fl.99, Fl.100.



Fig. 10.09 - Estruturas primárias das Penhas Fija e Fija dos decaitos, com matas de levas e valões, a oeste da Estação São Sebastião (Parque do Casco). Nos depósitos encontram-se volumes, matas de rochas arredondadas e restos de troncos de árvores.

**Perfil F1.14**

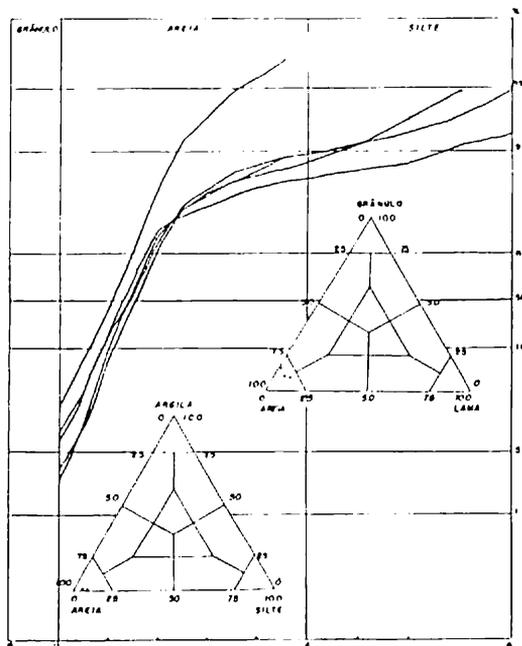
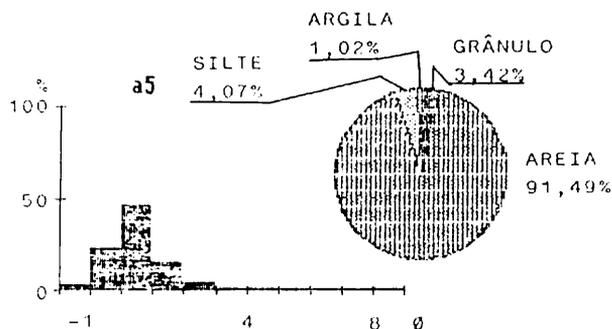
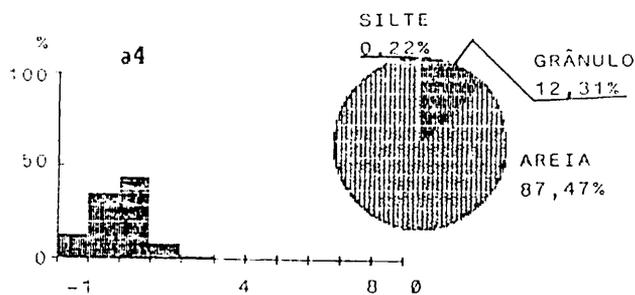
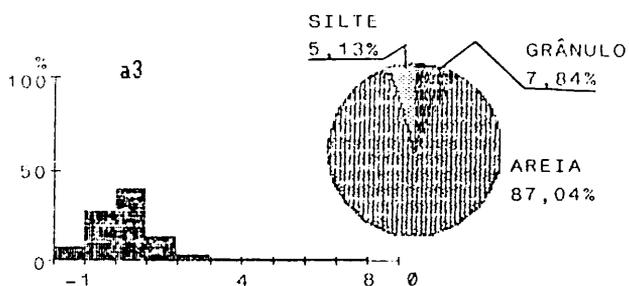
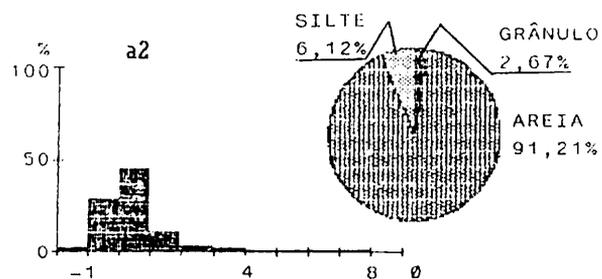
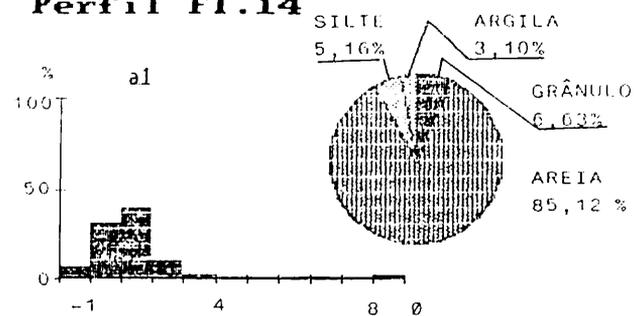


Fig. 10.40 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil F114.

**Perfil Fl.15**

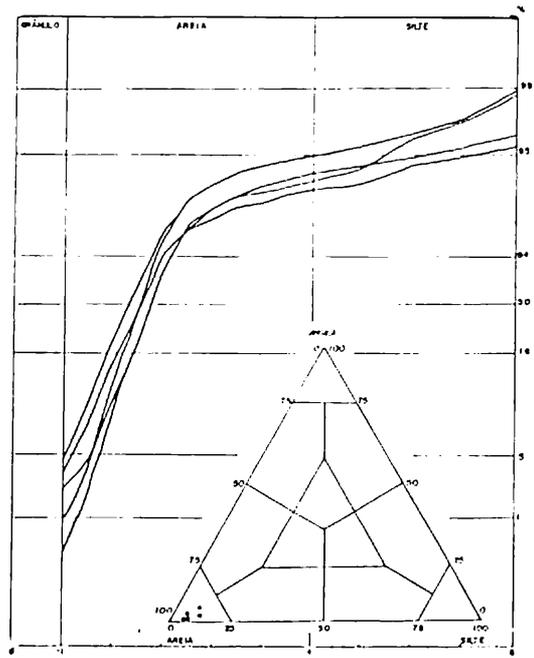
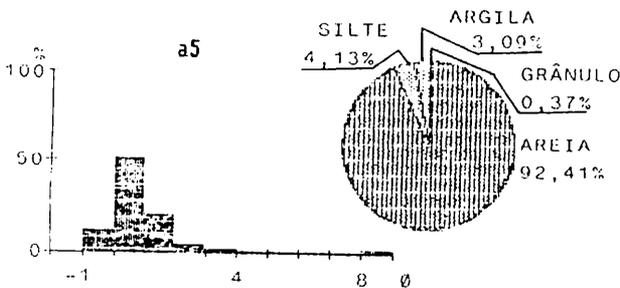
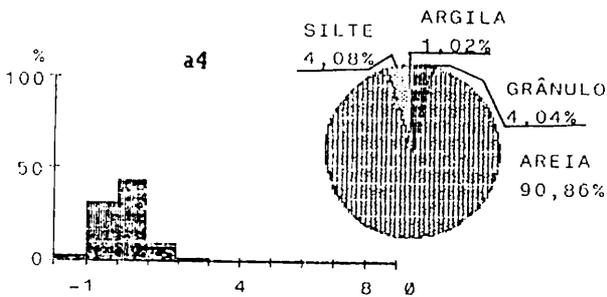
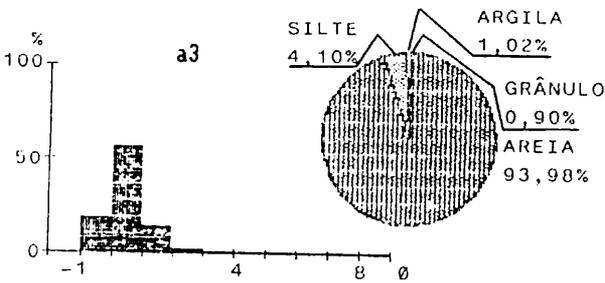
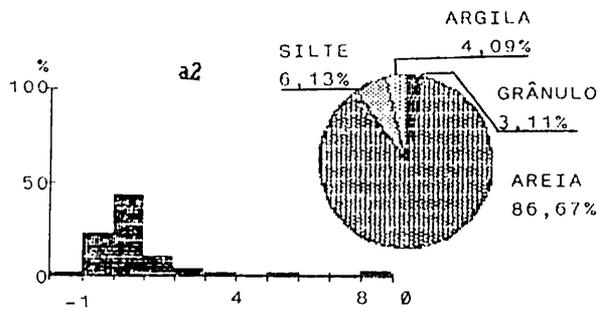
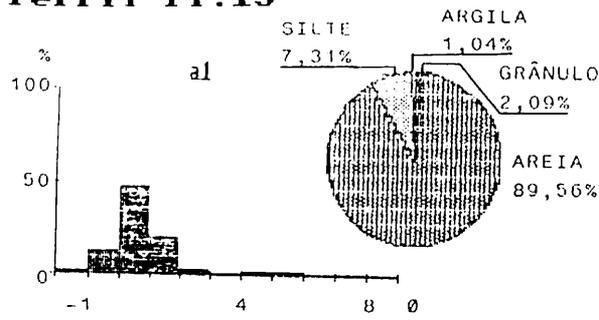
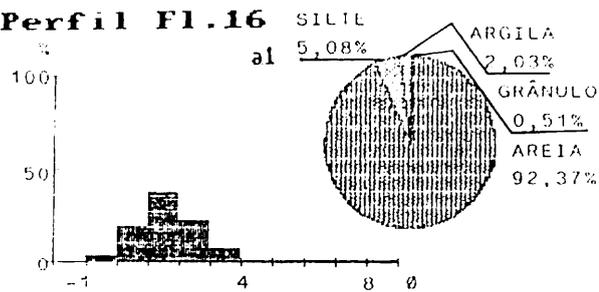


Fig. 10.41 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.15.

**Perfil F1.16**



**Perfil F1.17**

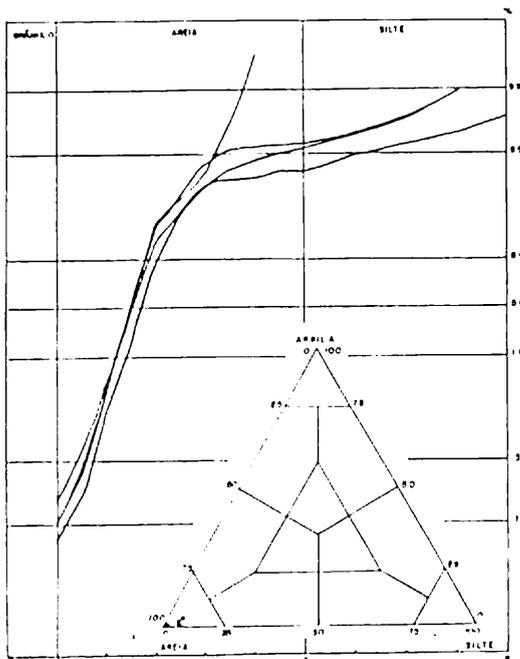
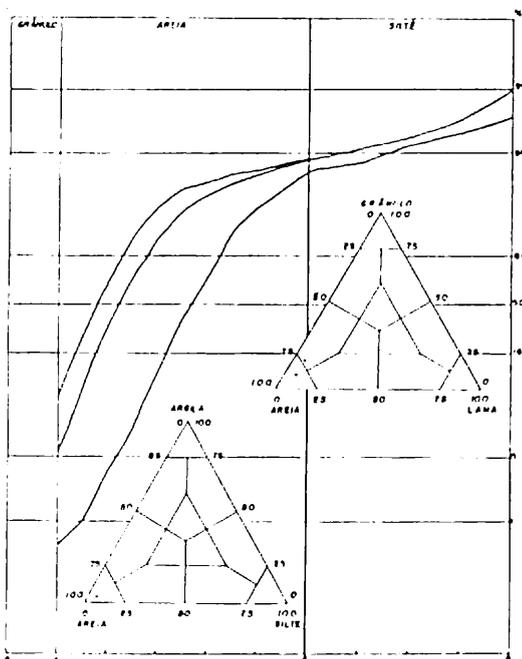
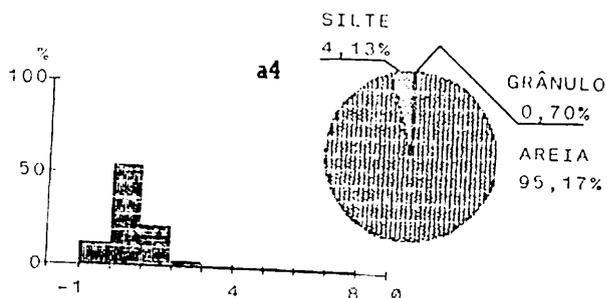
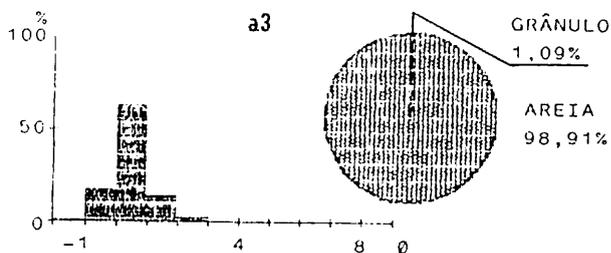
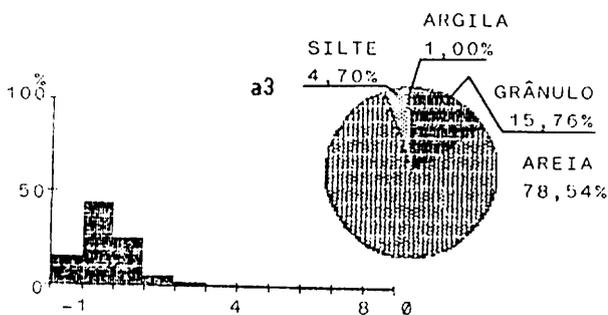
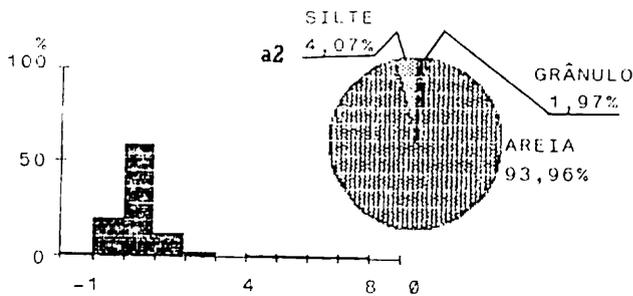
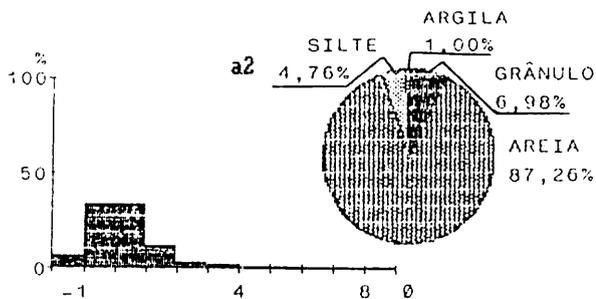
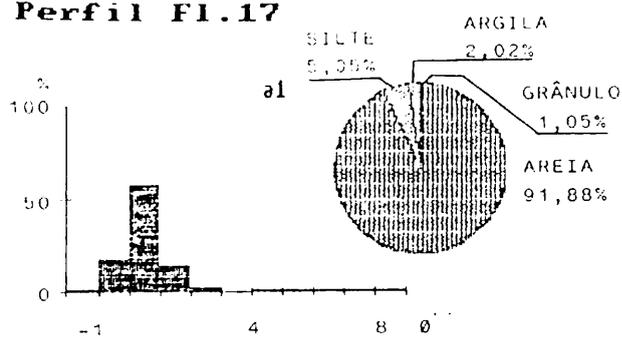


Fig. 10.48 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F116 e F117.

**Perfil F1.18**

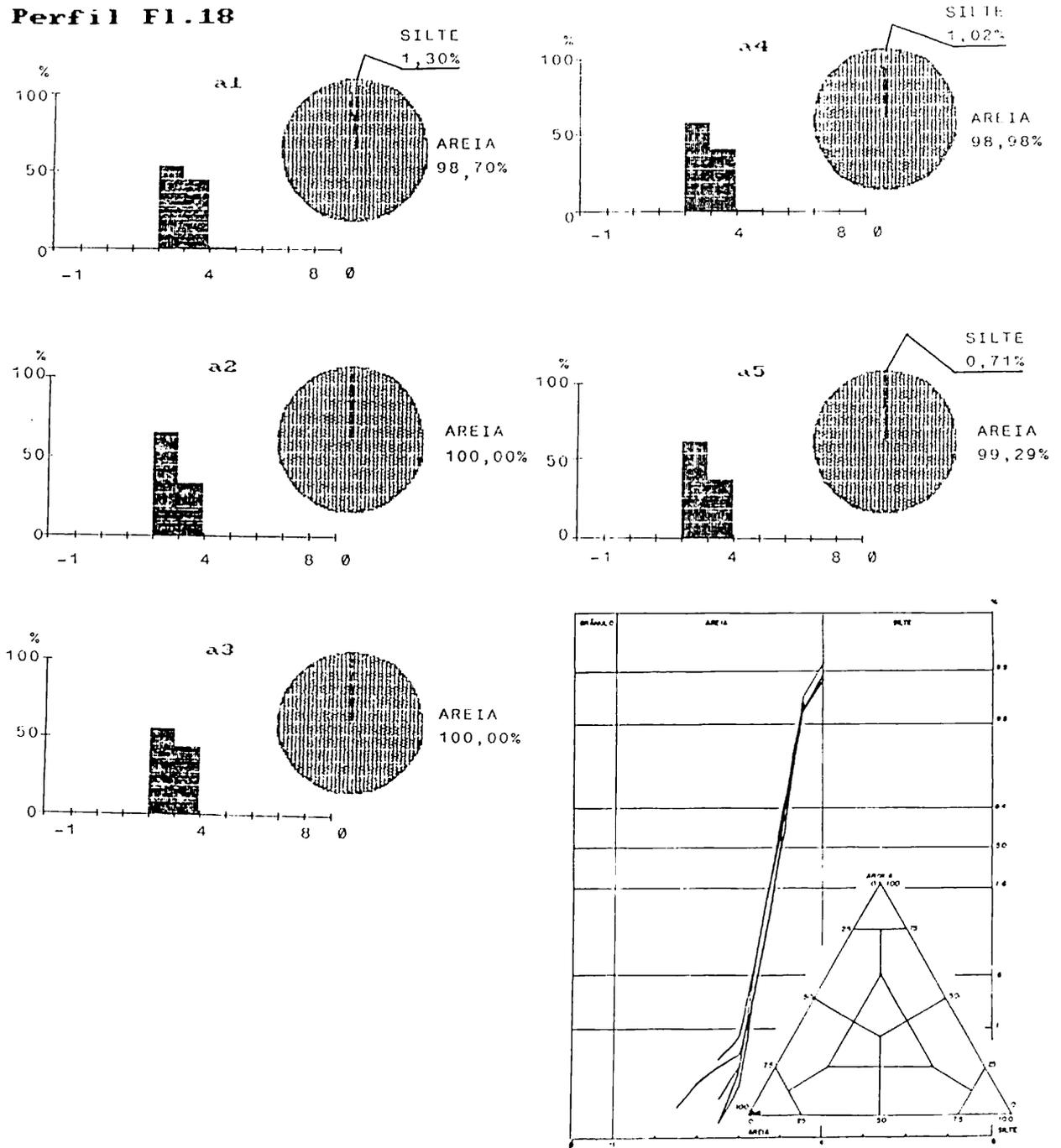
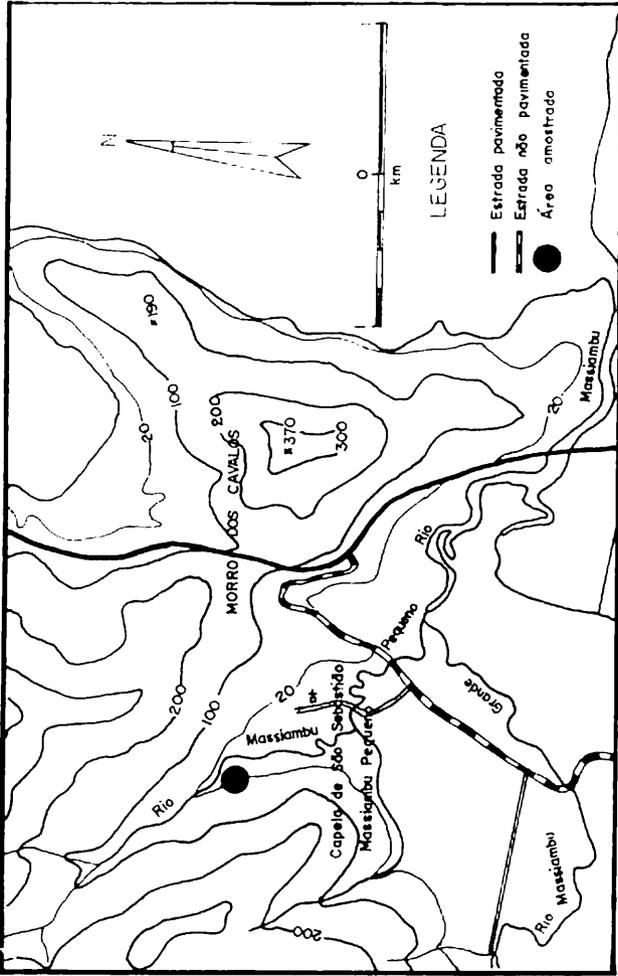
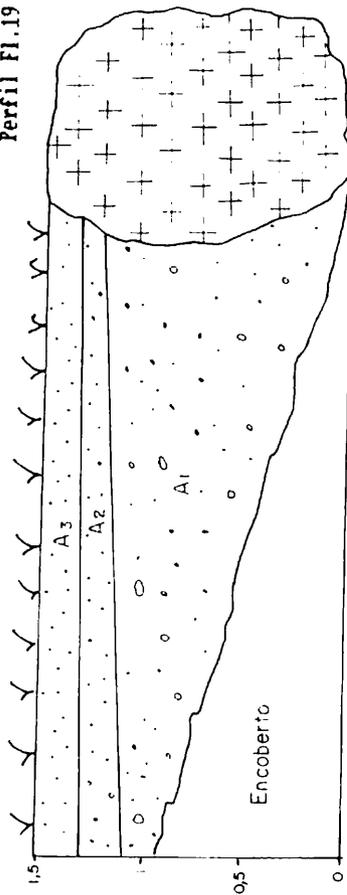


Fig. 10.43 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfil F118.

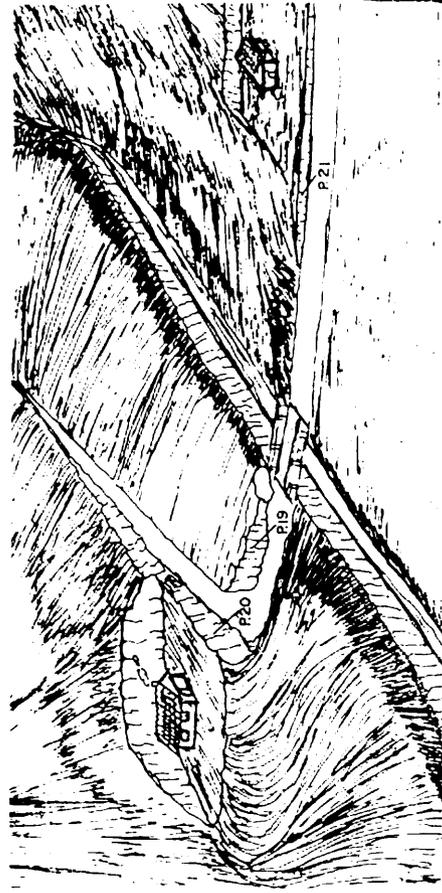
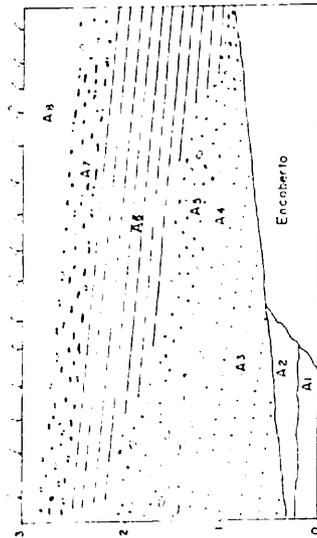
48° 40'



Perfil Fl.19



Perfil Fl.20

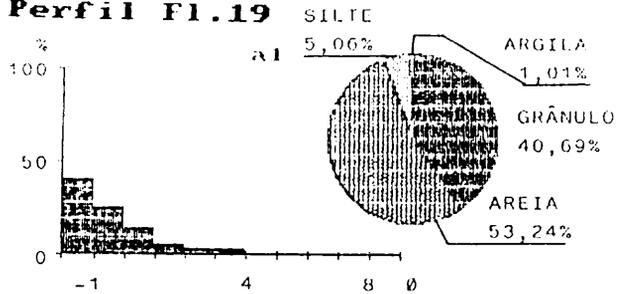


UFSC

UFSC - Universidade Federal de Santa Catarina

Projeto de Engenharia de Estradas - 1980

**Perfil F1.19**



**Perfil F1.21**

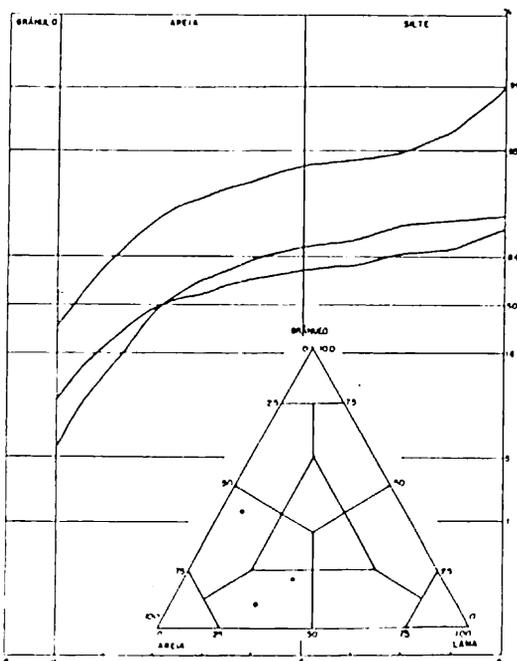
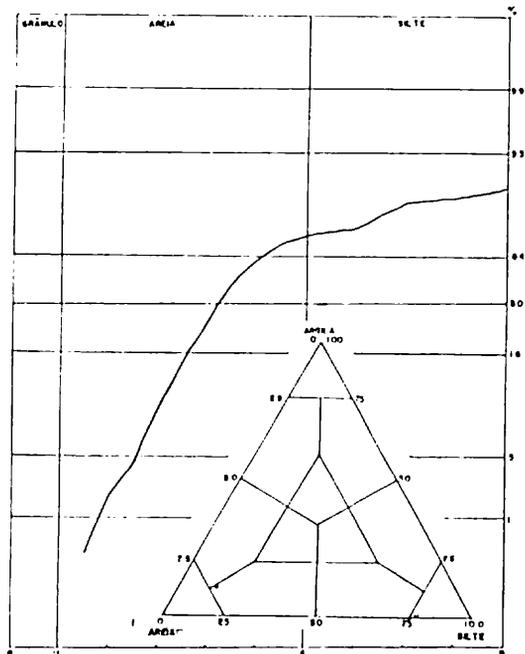
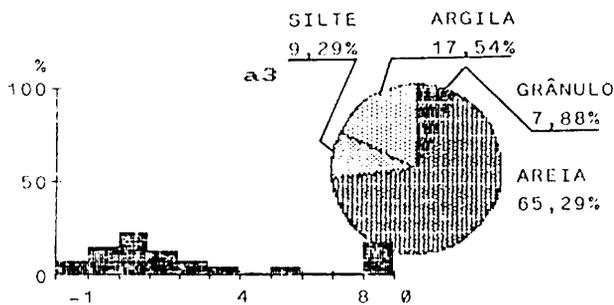
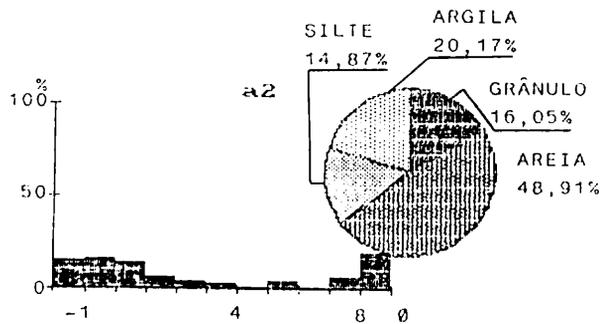
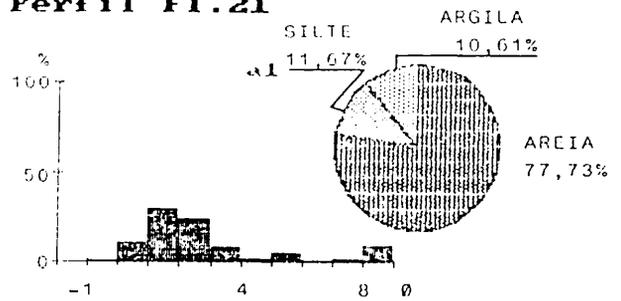


Fig. 10.45 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas nos Perfis F119 e F121.

**Perfil Fl.20**

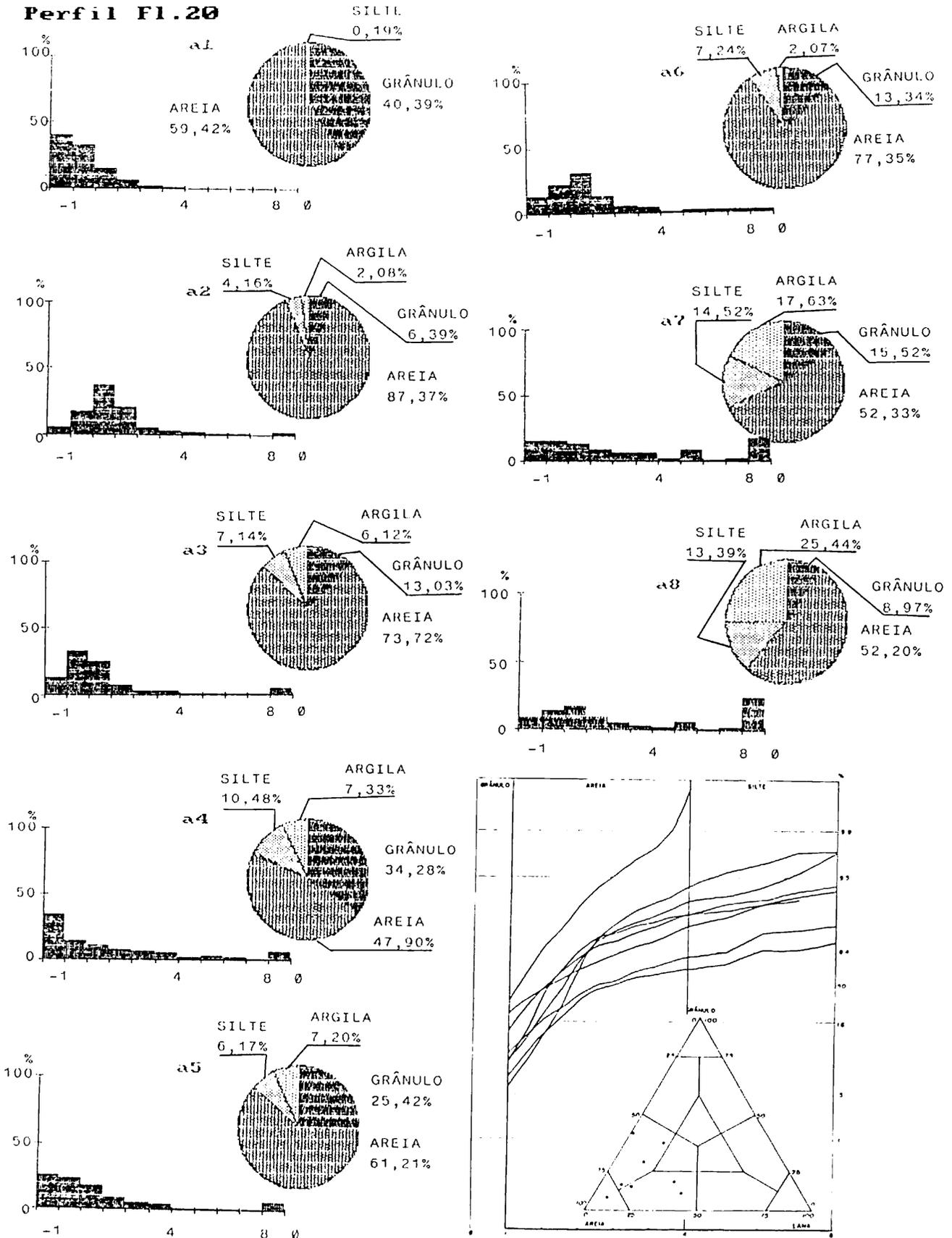


Fig. 10.46 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Fl.20.

Perfil Rp.1

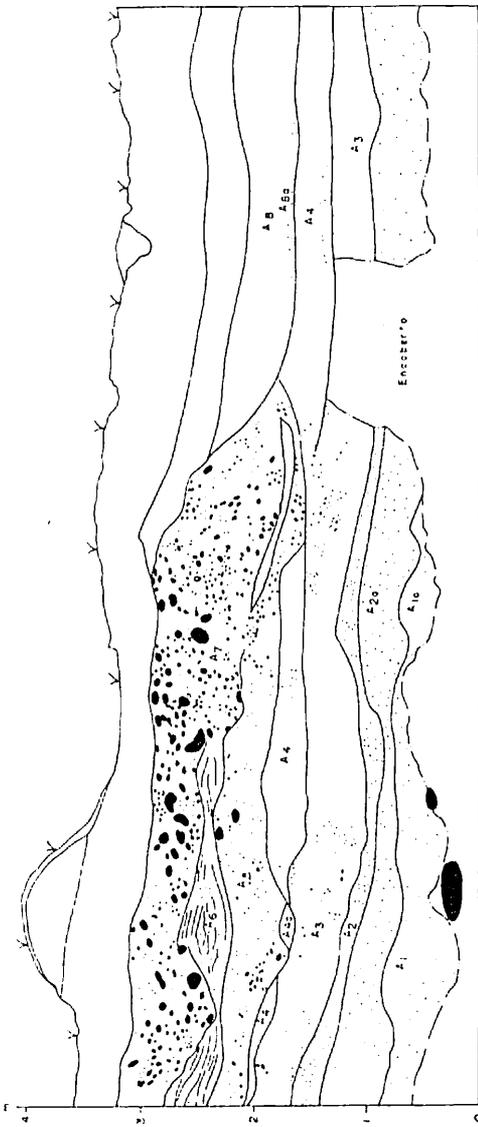
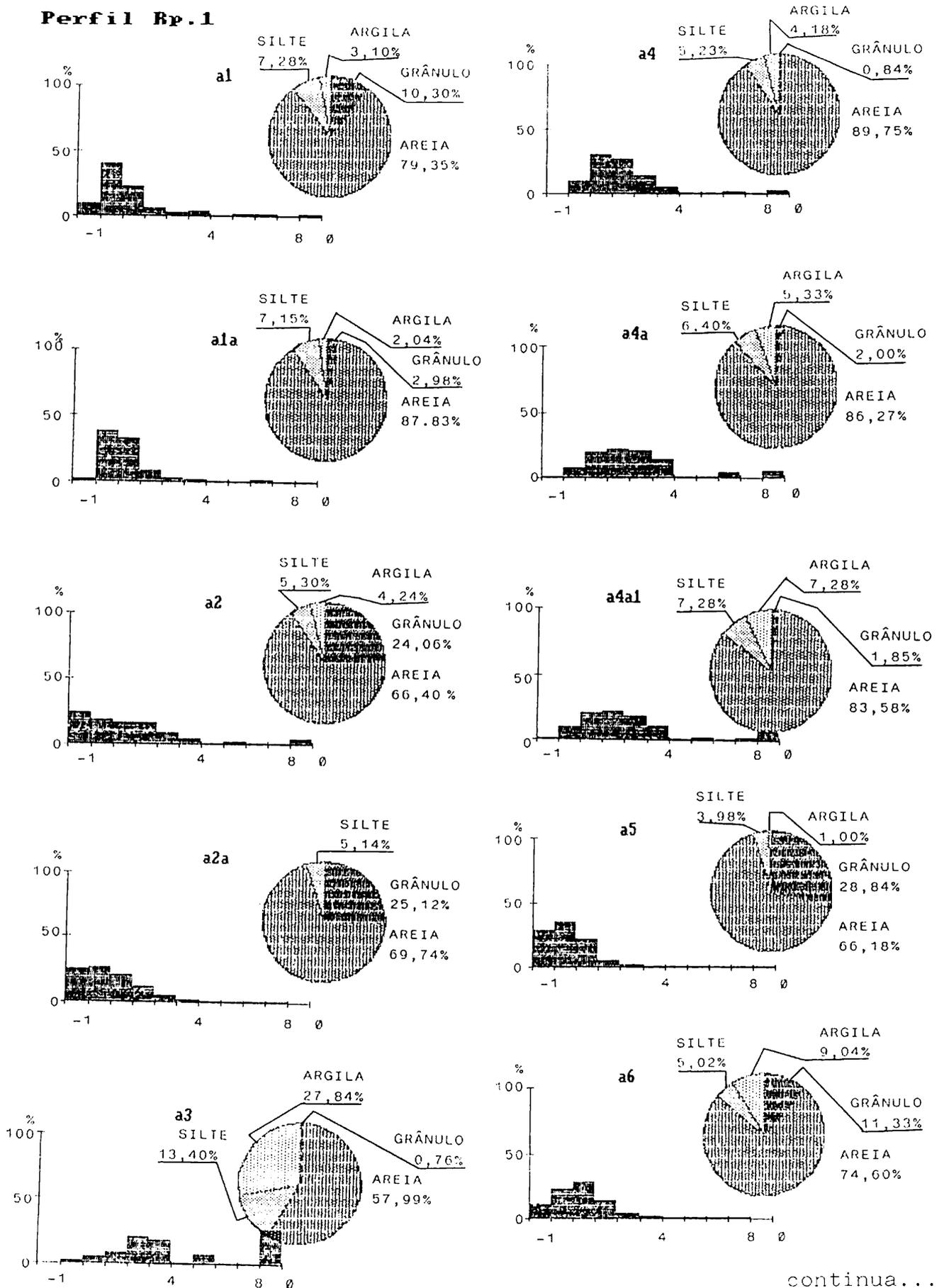


Fig. 10-47 - Foto e desenho do Perfil Rp.1, mostrando a estrutura de uma redea colunocelular, recobertos sedimentos de granulometria variada.



**Perfil Rp.1**



continua...

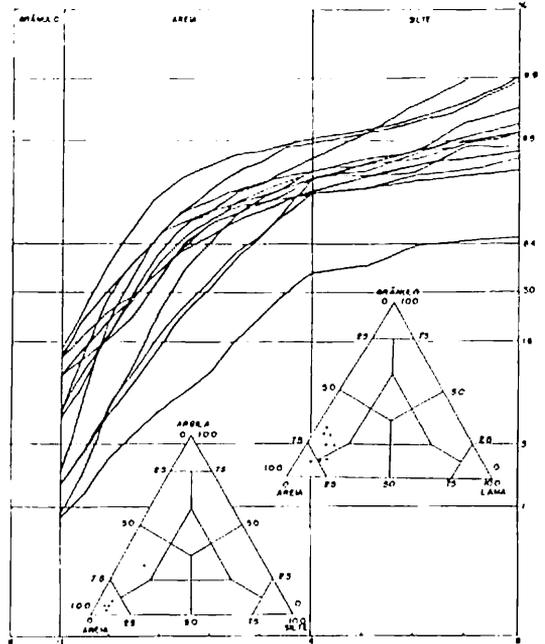
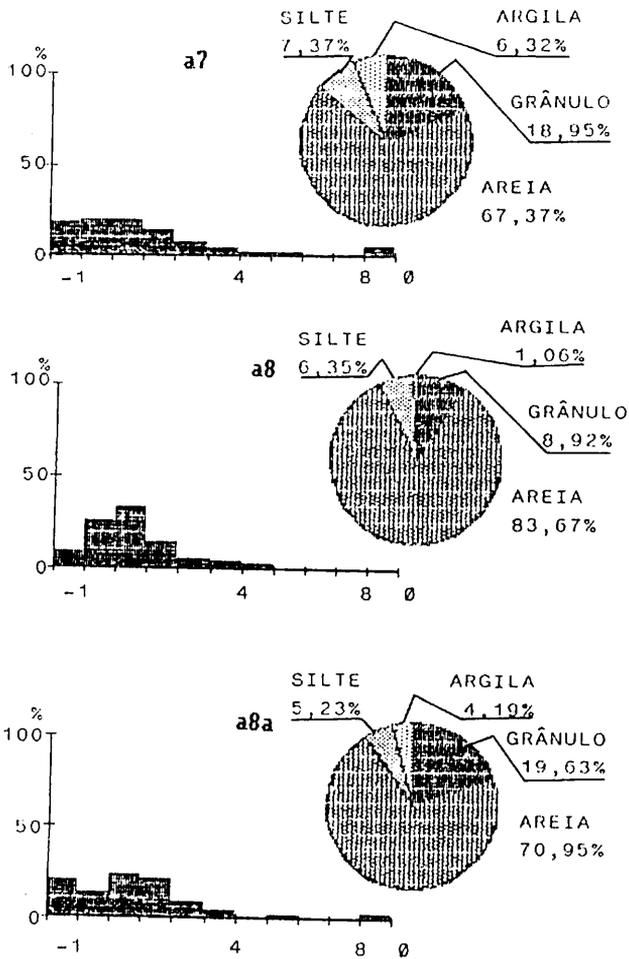


Fig. 10-48 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Rp1.

Perfil No. 2

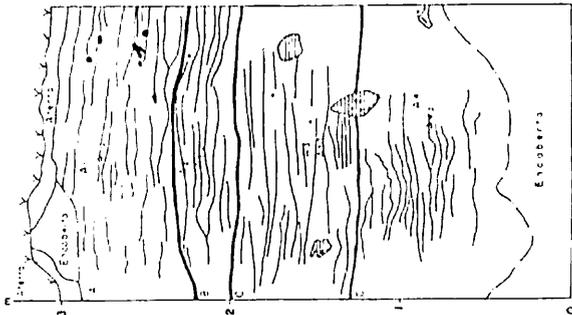


Fig. 104 - Sección de perfil de distancias del tipo de Escoberto. En la parte superior se muestra la zona de los cerros de Escoberto. En la parte inferior se muestra la zona de los cerros de Escoberto. En la parte superior se muestra la zona de los cerros de Escoberto. En la parte inferior se muestra la zona de los cerros de Escoberto.

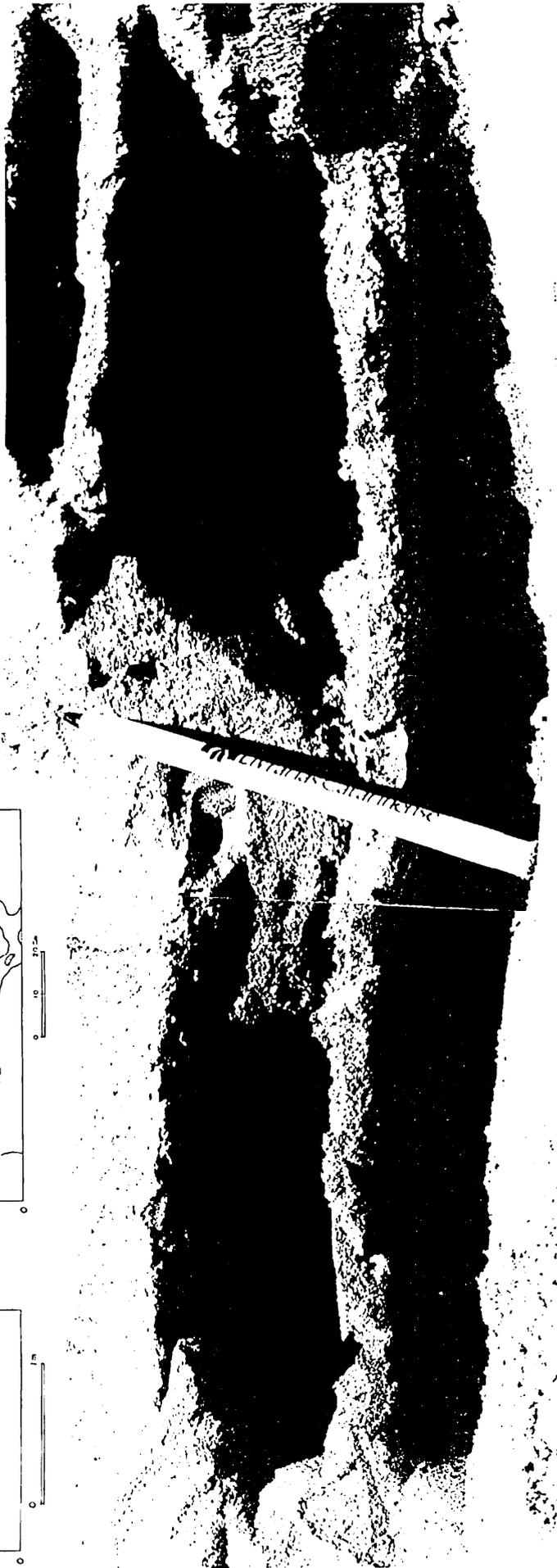
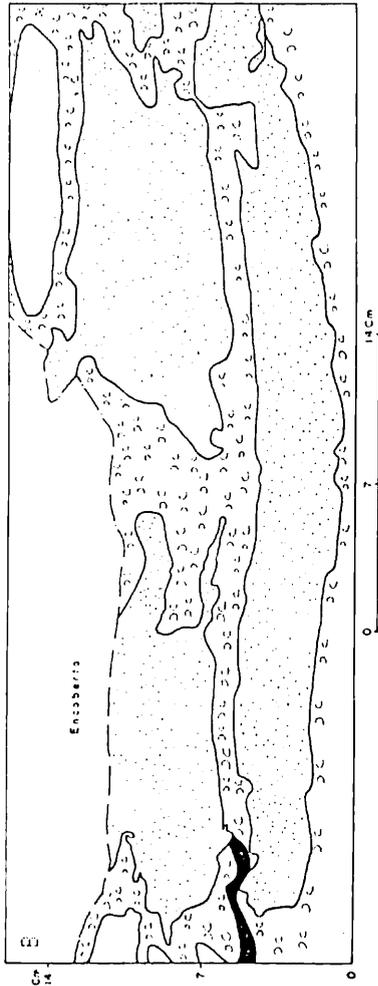
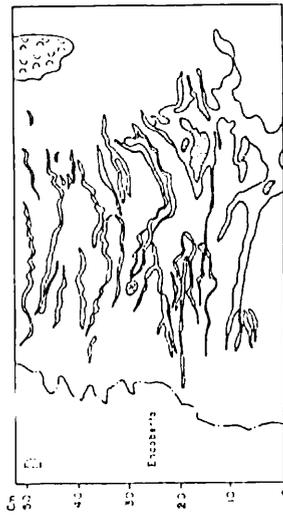




Fig. 10.50 - Fotos do Perfil Dn2, mostrando estrutura de dissipação de dunas, no sítio do Morro da Pirâmida ou da Guarda do Embau. Pelo processo de dissipação, as estruturas primárias das dunas foram destruídas, bem como a morfologia das areias eólicas modificada na forma de raietas, que posteriormente foram dissecadas.



**Perfil Dn.2**

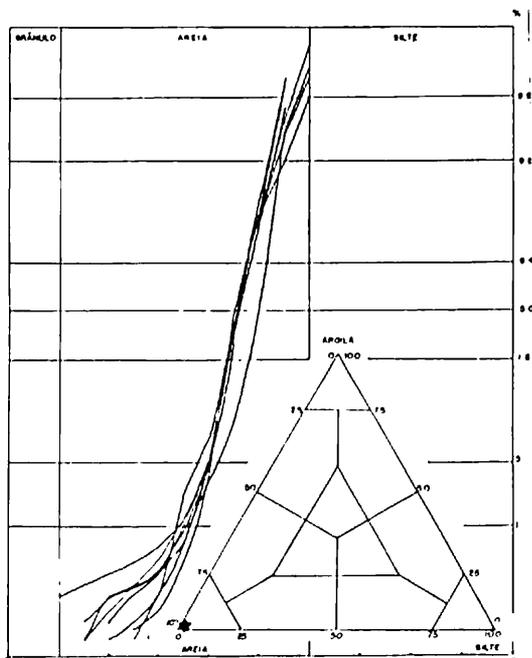
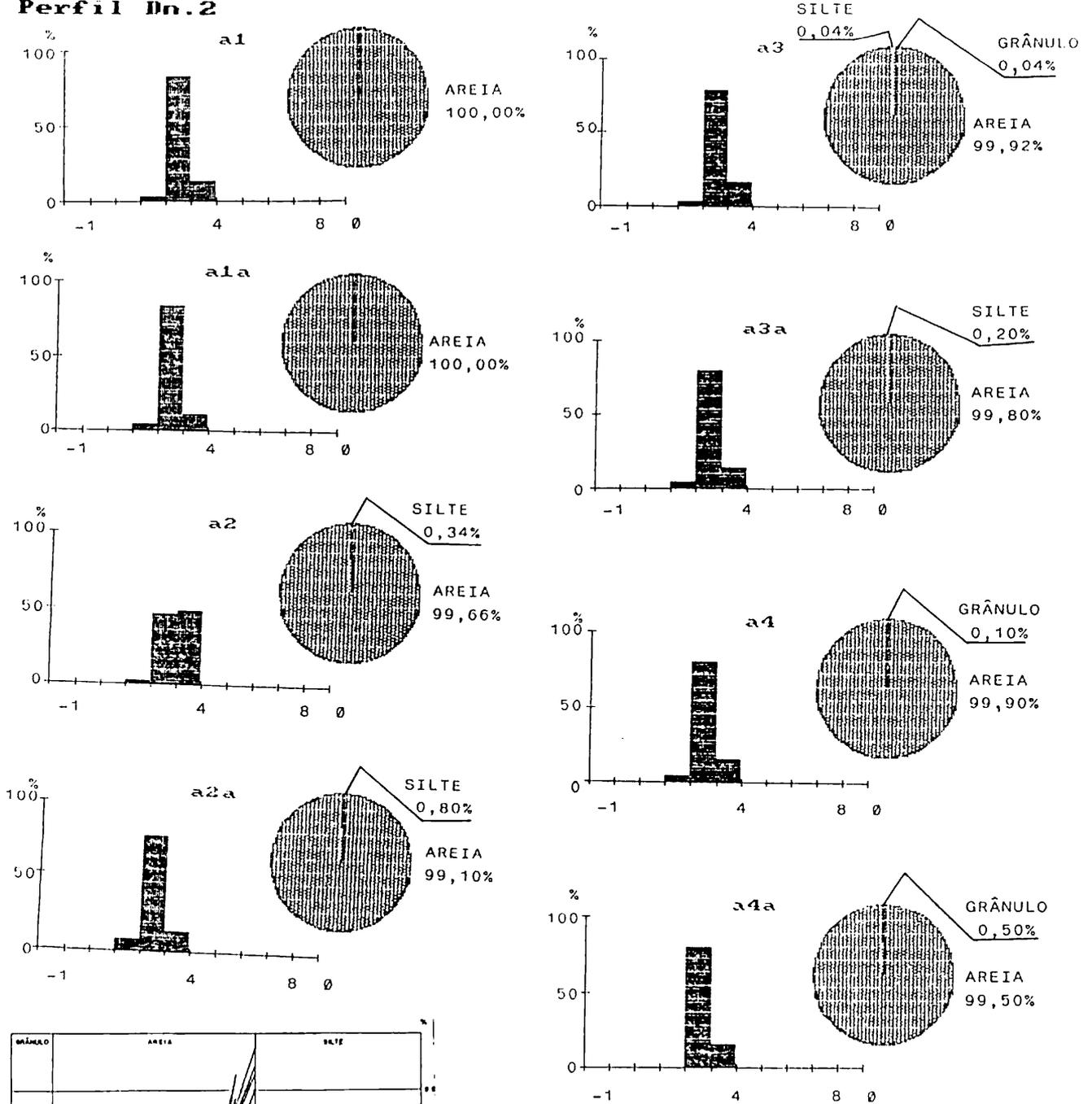


Fig. 10.51 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes à composição granulométrica, referentes às amostras coletadas no Perfil Dn2.

Perfil No.3

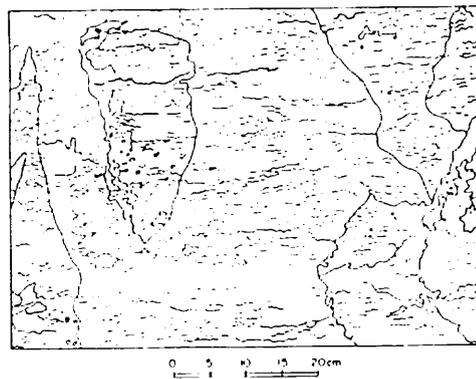
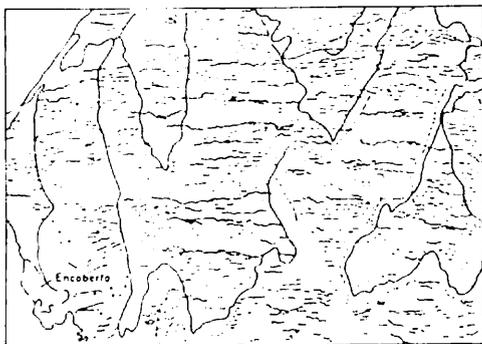
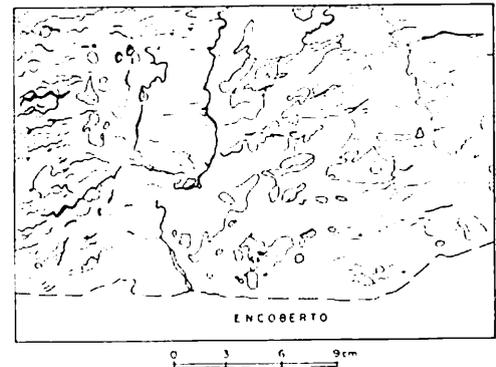
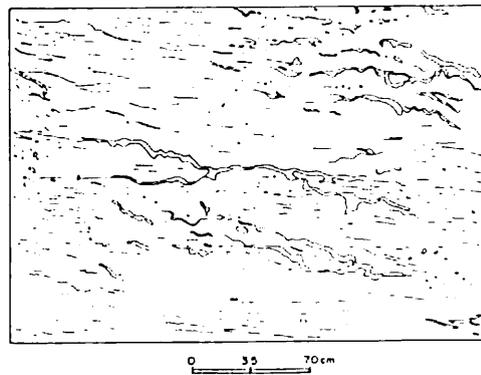
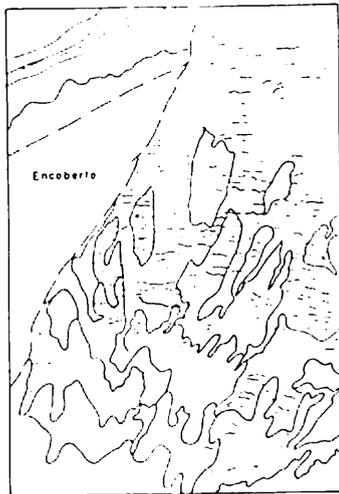
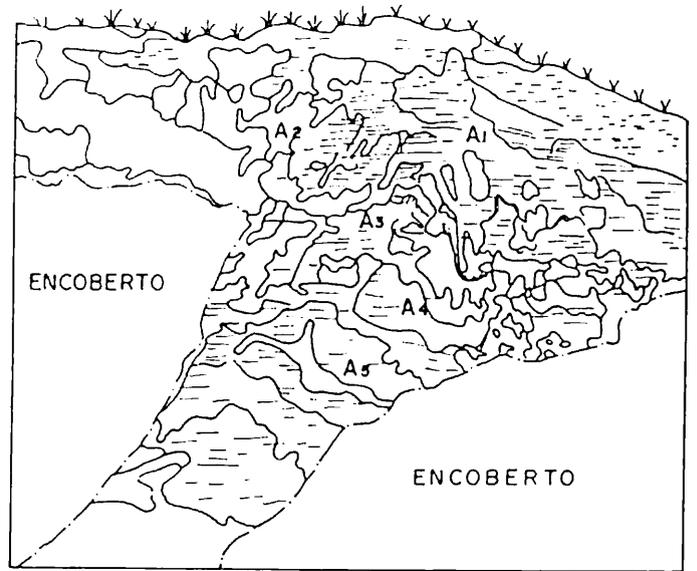
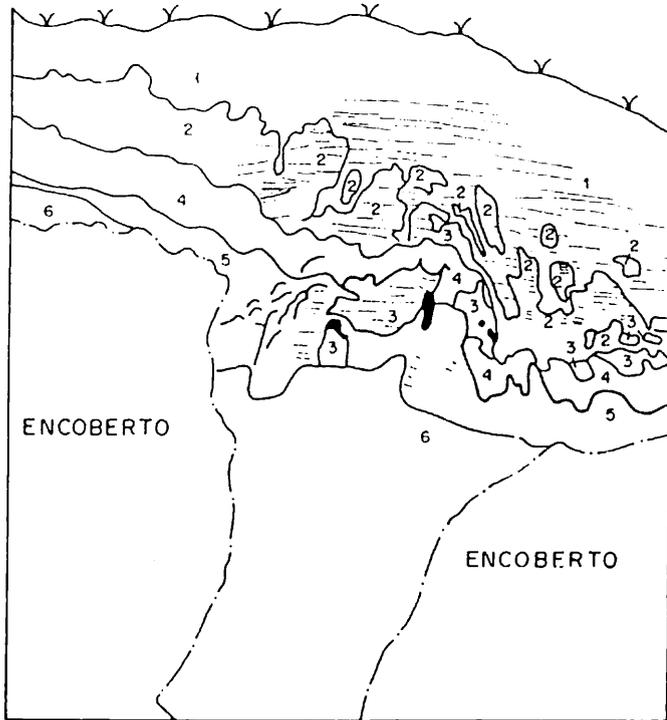


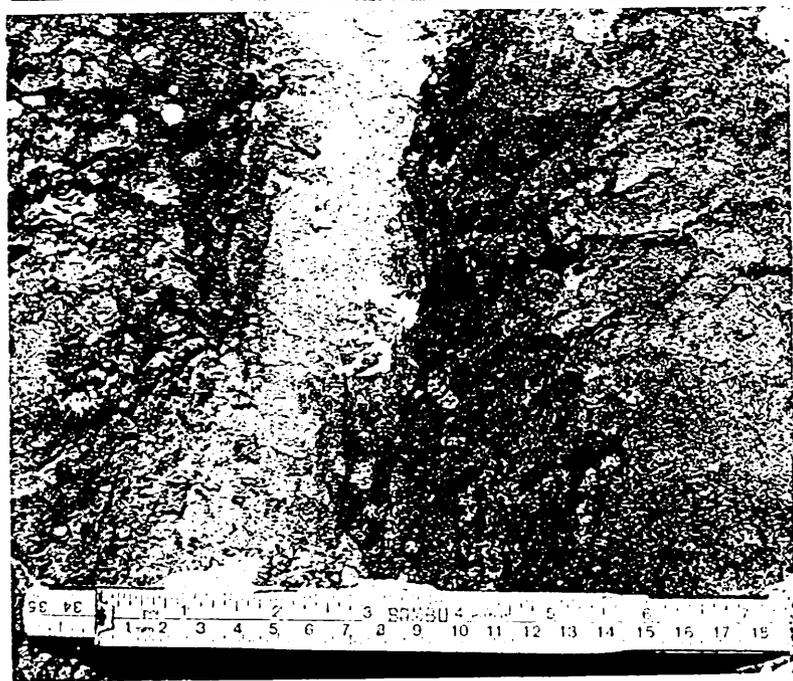
Fig. 10.26 - Perfil No.3, localizado a 450 m da Capela de São José, Alencara, no topo de página, perfis com camada de areias eólicas dispersas. O perfil de esquerda as camadas foram identificadas por semelhança cromática, através de tiradas. O perfil à direita, localização das amostras. Os desenhos seguintes mostram detalhes das estruturas crônicas.



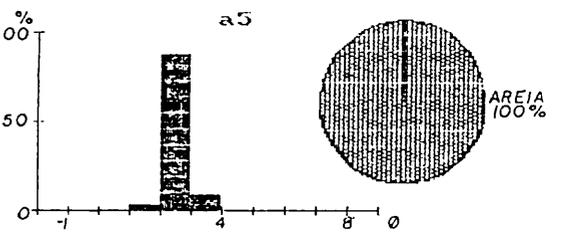
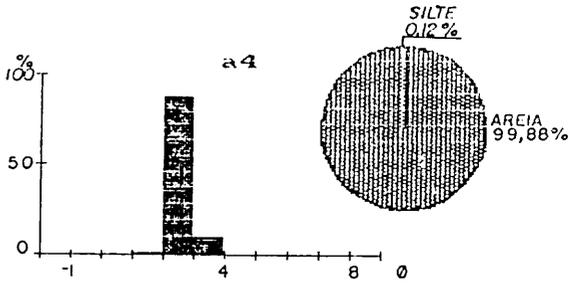
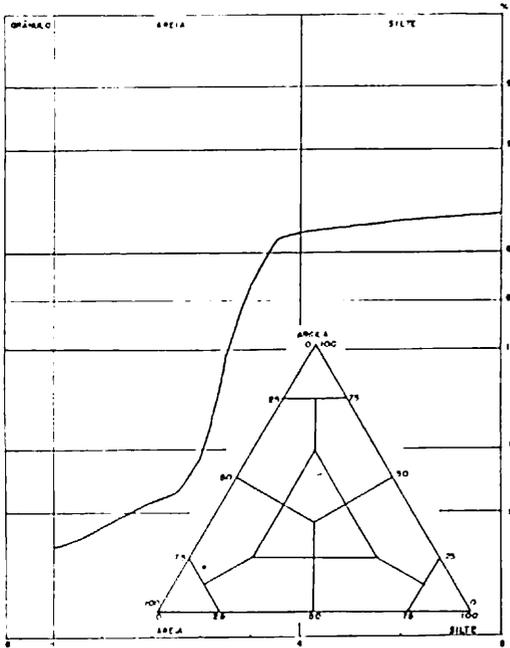
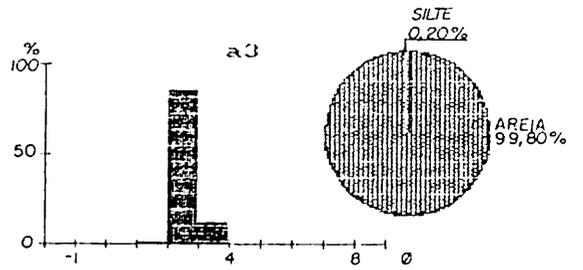
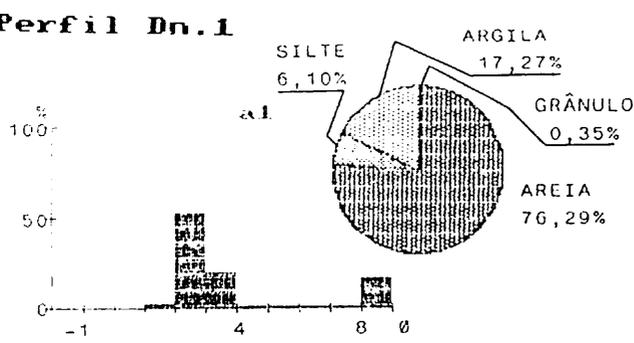
Fig. 10.53 - Fotos do Perfil Dn3 (v. fig. 10.47 ), mostrando a duna dissipada e estruturas de dissipação, a cerca de 450 m a leste da Capela de São José, Albardão.



Fig. 10.54 - Detalhes das estruturas de dissipação do Perfil Dn3, localizadas a cerca de 450 m a leste da Capela de São José, Albandão.



**Perfil Dn.1**



**Perfil Dn.3**

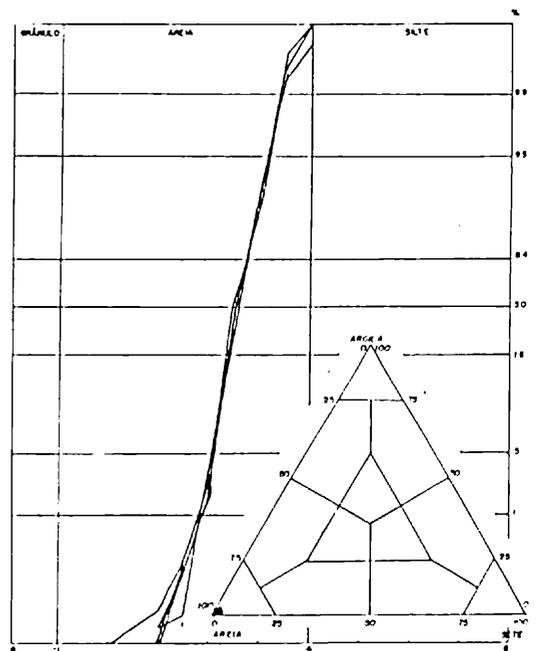
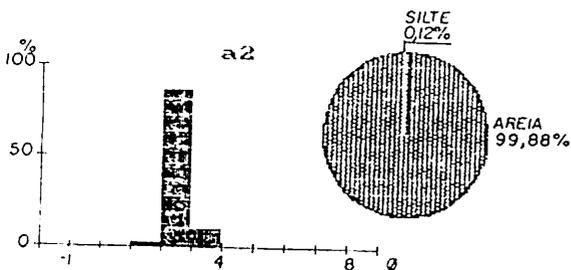
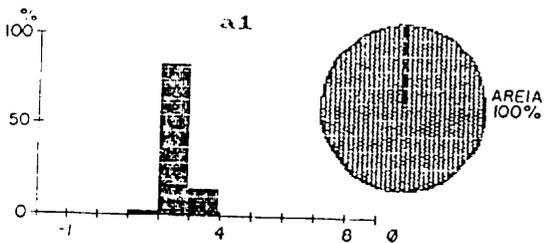


Fig. 10-55 - Histogramas, diagramas circulares, curvas de frequência acumulada e diagramas triangulares, correspondentes ao comportamento granulométrico das amostras coletadas nos Perfis Dn.1 e Dn.3.

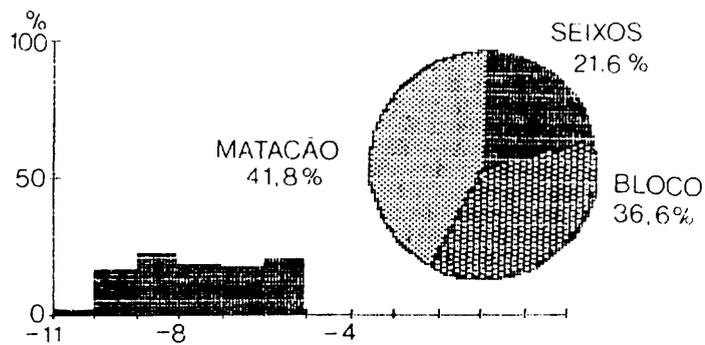


Fig. 10.55 - Histograma e diagrama de setor correspondentes à composição granulométrica dos seixos, blocos e matações medidos no depósito do leque aluvial LA2, situado a oeste da Capela São Sebastião (Sentão do Campo).

# 11 PALEOGEOGRAFIA

## 11.1 - Quaternário

O Quaternário é referido como o período da Idade do Gelo ou do Homem. Não existe consenso, entre estudiosos, quanto ao seu limite. Este tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, embora essa transição não seja marcada por um acontecimento marcante como o início das glaciações ou o aparecimento do Homem.

Este período é dividido em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno. A base do Pleistoceno tem sido situada com relação à escala de tempo, no limite inferior (1,8 milhões de anos A.P.) ou superior (1,6 milhões de anos A.P.) do evento geomagnético Olduvai, de mudança de polaridade terrestre. Entretanto, este limite também não é aceito por todos os estudiosos. O limite Pleistoceno/Holoceno tem sido estabelecido em torno de 10.000 anos A.P. em função de uma mudança climática ocorrida, nessa época, em toda região noroeste da Europa (Morner, 1976). Contudo, de acordo com Martin et al., 1986) este limite parece ilógico em outras partes do mundo.

As épocas são divididas em idades glaciais e interglaciais. Durante o Pleistoceno ocorreram quatro glaciações na América do Norte e seis na Europa. As duas classificações glacial/interglacial mais referidas estão identificadas e correlacionadas abaixo, listadas das mais novas para as mais antigas (Mendes, 1984):

AMÉRICA DO NORTE		ALPES	
<i>Glaciais</i>	<i>Interglaciais</i>	<i>Glaciais</i>	<i>Interglaciais</i>
Wisconsiniano		Würn	
	Sangamoniano		Riss-Würn
Illinoiano		Riss	
	Yarmouthiano		Mindel-Riss
Kansano		Mindel	
	Aftoniano		Günz-Mindel
Nebraskano		Günz	
		Donau (=Danúbio)	
		Biber (Plioceno/Pleistoceno)	

Esta tentativa de correlação necessita de dados mais seguros.

O Pleistoceno é comumente dividido em Inferior, Médio e Superior. O limite entre o Pleistoceno Inferior e Pleistoceno Médio, é situado há cerca de 730.000 anos A.P. O limite entre o Pleistoceno Médio e o Superior corresponde ao início do último interglacial (Sangamoniano; Riss-Würn) cujo limite ainda duvidoso pode situar-se entre 90.000 e 95.000 anos A.P., embora seja comum autores o situarem a 120.000 anos A.P. (Mendes, 1984).

A deglaciação que marca o final do Pleistoceno causou a

chamada transgressão flandriana no noroeste da Europa. O nome Flandriano ou Interglacial Flandriano tem sido atribuído, frequentemente, à época interglacial atual.

Um zoneamento baseado em pólenes de plantas que foram submetidas às variações climáticas permitiu a elaboração da *classificação climática Blytt-Sernander* que distinguiu 5 zonas com referência ao Holoceno (Mendes, 1984):

<i>Zonas palinológicas</i>	<i>Tipos climáticos</i>	<i>Cronologia (Anos A.P.)</i>
Subatlântica	moderado e úmido	últimos 2.500
Sub-Boreal	quente e seco	4.500 - 2.500
Atlântica	quente e úmido	7.500 - 4.500
Boreal	quente e seco	9.000 - 7.500
Pré-Boreal	mais frio e mais úmido que o sucedente	10.000 - 9.000

Esta divisão Pós-glacial e/ou Flandriana, teve origem na Escandinávia e de acordo com Martin et al. (1986) não encontra correspondência fora da Europa. Os limites cronológicos desta classificação, apresentados por Martin et al. (1986) diferem um pouco dos que encontram-se acima, extraídos de Mendes (1984). O Holoceno pode ainda ser dividido em Inferior, Médio e Superior, porém seus limites não estão ainda bem estabelecidos.

#### 11.1.1 - Variações climáticas

As Idades do Gelo não ocorreram exclusivamente no Quaternário, podendo, de acordo com indícios em sedimentos paleogênicos e neogênicos, encontrados em várias partes do mundo, ter tido início no Terciário. Parece haver uma "idade limiar" para o início das flutuações climáticas cíclicas do Quaternário. As alternâncias glacial/interglacial, causadas por mudanças climáticas cíclicas, parecem ter-se iniciado bruscamente há cerca de 2,4 milhões de anos (ou 2,1 milhões de anos) (Martin et al., 1986).

As variações climáticas, dependendo de sua origem, podem ser de curta ou de longa duração. As mudanças climáticas compreendem tanto variações cíclicas quanto escalonadas, podendo variar, simultaneamente, em amplitude e frequência em função do tempo (Martin et al., 1986).

Segundo Martin et al. (1986), a origem das variações paleoclimáticas é complexa, resultando da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos. Uma mudança climática sempre resulta da interação de duas ou mais causas.

Martin et al. (1986) referem que os mecanismos suscetíveis de provocarem variações climáticas estão associados com diversos fenômenos, entre os quais destacam os seguintes:

a) A atividade solar que controla a quantidade de calor irradiado sobre a Terra.

b) As variáveis astronômicas do Sistema Sol/Terra (efeito de Milankovitch) que controlam a radiação solar efetiva (insolação), que incide sobre a Terra, estando sujeita à variação da excentricidade da órbita terrestre, obliquidade da eclíptica e

precessão dos Equinócios.

c) As variações na densidade da matéria interestelar no espaço entre o Sol e a atmosfera terrestre que controlam a taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera.

d) As modificações da atmosfera terrestre pela variação das superfícies dos oceanos, atividade vulcânica ou variações do campo magnético, controlando também a taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera.

O estudo das variações climáticas associadas aos períodos glaciais e interglaciais é muito importante em qualquer esquema estratigráfico, mesmo em áreas que não foram submetidas às glaciações. As glaciações, além de exercerem influência marcante sobre o zoneamento climático da Terra, nessa época, também causaram variações do nível dos mares e tiveram reflexos na sedimentação e vida marinha (Mendes, 1984).

### 11.1.2 - Variação do nível do mar

A variação do nível do mar não ocorre em ciclos uniformes, sendo geralmente oscilatória.

Entre os fatores que causam mudança relativa do nível do mar, são citados os glácio-eustáticos, os tectônicos (tectônio-eustatismo) e os isostáticos. Mas, há também variações do nível do mar provocadas por uma rápida acumulação de sedimentos marinhos (sedimento-eustatismo), e, por variações de densidade das águas marinhas, pelo deslocamento do centro de gravidade terrestre e por alterações da superfície geodésica dos oceanos (eustatismo geodésico) (Vieira, 1981; Mendes, 1984; Suguio et al., 1985 e Martin et al., 1986).

As variações do mar relacionadas às glaciações e deglaciações (glácio-eustatismo) foram mais importantes no Pleistoceno, quando, devido à retenção de grandes volumes de água nos continentes, o nível dos mares parece ter caído, nos períodos glaciais, de 80 a 160 m. Atualmente, uma possível fusão das geleiras da Antártida e da Groenlândia elevaria o nível do mar em cerca de 60 m.

Segundo a teoria da glácio-eustasia (MacLaren, 1841 e Daly, 1934) cada aumento do volume das geleiras corresponde a uma regressão eustática universal. Entretanto, de acordo com Zeuner (1952) e Fairbridge (1961) parece que os ciclos de glaciações/deglaciações e regressões/transgressões deixaram, durante o Quaternário, testemunhos de níveis marinhos cada vez mais baixos. Esses níveis marinhos representam mudanças eustáticas regionais na região mediterrânea e em outras de baixas latitudes, mas não podem absolutamente corresponder a uma eustasia global (Martin et al., 1986).

Importantes variações de densidade das águas oceânicas são motivadas pela variação da temperatura. Um abaixamento da temperatura de cerca de 8°C ocasionaria uma variação de densidade de 1%, promovendo, pelo menos teoricamente, uma diferença de nível da ordem de quatro metros, se considerada uma lâmina de água com uma espessura média de 4.000 metros (Mendes, 1984 e

Martin et al., 1986).

Pequenos deslocamentos do centro de gravidade da Terra, possíveis teoricamente, poderiam ser provocados pela sobrecarga de gelo nas vizinhanças dos pólos, também produzindo alteração do nível do mar, nos períodos glaciais.

Já as deformações no nível geodésico dos oceanos (eustatismo geodésico) (Morner, 1976) acarretariam mudanças de nível marinho importantes, em âmbito regional ou local. O nível marinho geodésico equivale à superfície equipotencial do campo de gravidade, que apresenta irregularidades acentuadas em relação à superfície elipsoidal da Terra. Mudanças na configuração do nível geodésico podem gerar transgressões e regressões. Martin et al. (1986) levantam a hipótese de que as divergências existentes entre curvas mundiais e regionais ou locais possam ser atribuídas ao geóide-eustatismo ou eustatismo geodésico.

Morner (1980) sintetizou num diagrama, bastante didático, os fatores que controlam as mudanças do nível relativo do mar.

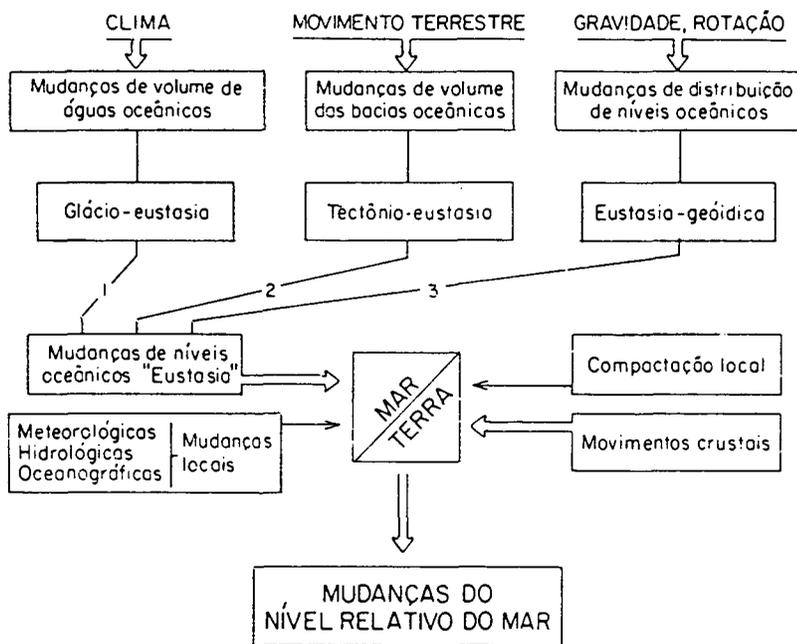


Fig. 11.1 - Diagrama de Morner (1980).

De particular interesse na área de estudo, são os fatores glácio-eustáticos, decorrentes do aumento e diminuição do volume das geleiras, que afetam a quantidade de água nos oceanos, fazendo com que o nível, conseqüentemente flutue. Além destes fatores, há a considerar aqueles de ordem tectônica, representados na área estudada por movimentos epirogênicos e, eventualmente, por pequenos falhamentos da neotectônica.

Na verdade todos os fatores são interdependentes e dificilmente avaliados separadamente (Curry, 1964).

### 11.1.2.1 - Transgressões e regressões

O Quaternário caracterizou-se por sucessivos avanços e recuos da linha de costa, referidos como transgressões e regressões marinhas relacionadas, respectivamente, às épocas glaciais e interglaciais. Quando o avanço do mar é de menor porte ou localizado, é referido como ingressão.

Na transgressão forma-se uma seqüência retrogradacional (onlap), enquanto que na regressão ela é progradacional (offlap).

A progradação da linha de costa ou a retrogradação dependem, em grande parte, da taxa de fornecimento de sedimentos, relativamente à velocidade de variação do nível do mar. Em outras palavras, numa transgressão muito lenta, com uma taxa elevada de aporte de sedimentos, a linha de costa pode progradar ou manter-se relativamente estável. Por outro lado, numa regressão muito lenta, acompanhada de erosão intensa da costa, pode ocorrer o recuo da linha costeira (Mendes, 1984).

Ainda de acordo com o autor citado, um aumento da taxa de sedimentação, combinado ou não com um decréscimo da velocidade de ascensão do nível marinho, modifica o curso da transgressão, chegando a criar uma situação de regressão. Tal inversão ocorre também sob condições de nível estável. Quando a taxa de sedimentação é pequena ou nula, a ação das ondas e correntes é capaz de causar um rápido recuo da linha de costa, pela erosão.

Na transgressão origina-se uma seqüência sedimentar transgressiva, representada por um corpo de sedimentos em forma de cunha, afinando em direção ao continente.

Os sedimentos provenientes do continente, ao atingirem a bacia marinha são retrabalhados e redistribuídos pela ação das ondas e correntes oceânicas. As partículas mais grosseiras (seixos e areias) concentram-se junto à costa, enquanto que as mais finas depositam-se na plataforma ou mais além.

No litoral brasileiro, de modo geral, os sedimentos da orla marinha são constituídos predominantemente por areias médias a finas e, menos freqüentemente, por areias grosseiras. Na plataforma, os depósitos são constituídos de areias finas e de silte argiloso, além de outros sedimentos de origem biogênica.

Com o deslocamento da linha de costa para o mar, os sedimentos marinhos das águas rasas são expostos e podem ser submetidos a erosão ou, eventualmente, podem ser recobertos por sedimentos continentais.

A dinâmica sedimentar da regressão, quando ininterrupta, consiste na migração contínua das litofácies, no sentido do deslocamento da linha de costa. As litofácies evoluem em litossomas, formando corpos sedimentares diacrônicos cortando obliquamente os cronohorizontes (Mendes, 1984).

A seqüência regressiva é constituída na base de: sedimentos finos síltico-argilosos, depositados em águas mais profundas, seguidos de depósitos calcários (nem sempre presen-

tes), areias finas e, no topo, areias mais grosseiras (Mendes, 1984).

Com a progradação, esse conjunto pode ser recoberto por sedimentos continentais, na maioria das vezes separados por uma inconformidade. Em certas circunstâncias, nem sempre a seqüência regressiva é preservada (sedimentação escassa, epirogênese rápida e variação rápida do nível do mar).

Quando a regressão é seguida de imediato por uma transgressão, ou quando a taxa de sedimentação na área emergente é relativamente elevada, pode haver a preservação de parte dos depósitos regressivos. Quando a regressão é originada pela progradação de um delta ou de uma linha de costa, sem variação do nível do mar os depósitos podem ser consideráveis. Durante o Quaternário tal fenômeno foi muito comum e a linha de costa progrediu através da acreção de sucessivos cordões de restinga (Mendes, 1984).

Quando uma transgressão é seguida de regressão sem interrupção do processo sedimentar, a coluna litológica corresponderá a um ciclo simétrico, tendo na base e no topo sedimentos mais grosseiros, das fácies de águas rasas. As fácies de águas mais profundas encontram-se na parte média da coluna.

#### 11.1.2.2 - Curvas de variação do nível do mar

As curvas de variação do mar são construídas com base em testemunhos próximos ou correlatos, nos quais ocorram materiais carbonosos (fragmentos de madeira, depósitos de turfa, etc.) ou conchas, radiometricamente datáveis. Também os sambaquis têm sido usados para esse propósito, principalmente para construção de curvas referentes ao Holoceno.

Entre as curvas de variação do nível do mar mais citadas estão a de Fairbridge (1961) e a de Milliman e Emery (1968); a primeira referente aos últimos 7.000 anos e a segunda aos últimos 35.000 anos A.P. Ambas fundamentam-se em dados obtidos em várias regiões do mundo. Entretanto, investigações após 1961 tornaram a curva de Fairbridge um tanto superada, levando-o a emendá-la em 1976. Atualmente curvas de variação do nível do mar de caráter global são muito questionáveis.

Uma curva de variação do nível do mar deve contemplar não só as mudanças de volume dos oceanos, de caráter universal, mas principalmente fatores regionais e locais. Curvas de variação do nível do mar obtidas para setores da costa brasileira diferem bastante da curva apresentada por Fairbridge e até diferem entre si (Martin et al., 1986).

As informações mais recentes sobre a variação do nível do mar durante os últimos 7.000 anos no Estado de Santa Catarina foram obtidas a partir da reconstrução de antigos níveis marinhos. Tais informações, embora insuficientes para o delineamento de uma curva de variação para vários setores restritos, tem contribuído para o conhecimento das oscilações, inclusive na área estudada. A comparação dos dados obtidos por Martin et al. (1984,

1986 e 1988) apresenta maiores diferenças em relação à curva de Fairbridge (1961) e menores em relação às curvas de outros setores da costa brasileira. Isto demonstra a importância dos fatores regionais e locais na variação do nível do mar.

De acordo com Bigarella & Becker (1975), as principais feições dos planos costeiros do Sul e Sudeste do Brasil estão relacionadas às oscilações de caráter eustático e às mudanças climáticas no Quaternário. As regressões, durante as épocas glaciais do Pleistoceno, expuseram amplas extensões da plataforma continental. Sob tais condições a ação da erosão e sedimentação continental foram intensas. Os depósitos desenvolvidos nesta ocasião, foram, durante a época interglacial, inundados e retrabalhados, em virtude das transgressões.

Antigos níveis marinhos altos na costa brasileira são identificados por evidências de origem sedimentológica, biológica e pré-histórica.

Os feixes de restinga constituem evidência sedimentológica incontestável de antigos níveis marinhos altos, pois correspondem a depósitos arenosos situados acima da zona de deposição atual equivalente (Martin et al., 1988).

As evidências biológicas são referidas como as mais distintas ao longo das porções rochosas da costa brasileira. Estas estão representadas por grande quantidade de incrustações de *vermitídeos* (gastrópodes) e conchas de ostras, bem como por tocas de ouriços do mar, situadas acima da atual zona de vida desses animais (Laborel, 1979). Conchas e moluscos também são encontrados dentro de sedimentos marinhos e lagunares, acima da zona de vida ou da deposição atual correspondente. Tubos fósseis de *Callichirus* (crustáceos) são encontrados em depósitos arenosos marinhos, situados acima da zona de vida atual desses animais (Martin et al., 1988).

Os sambaquis, montes de cascas de moluscos construídos pelos habitantes da zona costeira, são referidos como evidências pré-históricas de antigos níveis marinhos. Estes são encontrados nas planícies sedimentares do litoral brasileiro (Abreu, 1928, 1944a e b; Bigarella, 1950 e 1954; Bigarella et al., 1954; Fairbridge, 1967; Duarte, 1971).

A utilização de sambaquis como evidência de níveis marinhos mais altos depende do posicionamento dos mesmos. Martin et al. (1984, 1986) referem que a posição de alguns deles só pode ser explicada por uma extensão lagunar claramente superior à atual, e, conseqüentemente, por um nível marinho acima do atual. Contudo, para representar uma boa evidência não basta a localização de um sambaqui, mas a análise de um conjunto deles (Bigarella, inf. oral).

Igualmente, a posição de alguns sambaquis, cuja base está situada sob o nível da maré alta atual, demonstra ter havido um nível marinho inferior ao atual, exceto nos casos de subsidência por compactação do substrato (Martin et al., 1988).

Martin et al. (1984 e 1988), propuseram um modelo evo-

lutivo para as planícies costeiras catarinenses. Estes autores baseiam-se nas curvas de variação do nível do mar dos últimos 7.000 anos, construídas a partir de inúmeras datações  $C_{14}$  de conchas e fragmentos de madeira, coletados ao longo do litoral.

Testemunhos de nível marinho alto de 120.000 anos A.P. e anteriores a 120.000 anos A.P. são formados por terraços de construção marinha essencialmente arenosos. Estes foram encontrados nos Estados de Sergipe e Bahia, (Bittencourt et al., 1979), ainda mal definido; e, no Rio Grande do Sul (Villwock et al., 1986). Estes testemunhos permitem a reconstrução de níveis marinhos no espaço, porém não no tempo, devido à escassez de datações (Martin et al. 1988).

O modelo proposto foi dividido nas seguintes fases:

**1ª Fase** - ocorreu há cerca de 120.000 anos A.P. (Antes do presente), correspondendo ao máximo da penúltima transgressão (Transgressão Cananéia de Suguio e Martin, 1976). Nessa época o nível do mar situava-se a  $8 \pm 2$  m acima do atual. Não existiam, ainda, as planícies costeiras e todos os vales entalhados na rocha foram invadidos pelo mar, desenvolvendo-se numerosas lagunas.

**2ª Fase** - Após 120.000 anos A.P. o nível do mar começou a descer, sendo construídos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos. Concomitantemente a tais eventos instalava-se uma rede hidrográfica sobre as planícies costeiras, escavando vales talvez profundos.

**3ª Fase** - A partir de 18.000 anos A.P. (máximo da última glaciação quaternária de maior amplitude que atingiu o Hemisfério Norte) iniciou-se uma subida muito rápida do nível do mar. Durante esta fase transgressiva, as planícies costeiras foram parcialmente destruídas.

A partir de 7.000 anos A.P. desenvolveram-se as planícies costeiras holocênicas pelo assoreamento parcial de uma vasta paleolaguna separada do mar aberto por ilhas barreiras. Na época, estas deveriam localizar-se em posição mais externa, tendo atingido a sua posição final por volta de 5.000 anos A.P., formando-se numerosas lagunas alongadas.

**4ª Fase** - A partir de 5.100 anos A.P. iniciou-se o abaixamento relativo do nível do mar acompanhado pela transferência de areias da plataforma continental interna para a praia. Essas areias foram retrabalhadas pelas correntes de deriva litorânea, tendo contribuído na construção dos cordões litorâneos holocênicos. O abaixamento do nível relativo do mar causou a ressecção parcial das lagunas.

O aparecimento de outras feições sedimentares está relacionado a outras fases de níveis marinhos mais altos - 3.600 e 2.500 A.P., junto com fases regressivas subseqüentes.

Martin et al. (1988) apresentam, também, para a costa catarinense, uma visão geral do comportamento do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos A.P. O esquema proposto pe-

los autores é o seguinte:

- a) o nível relativo do mar ultrapassou, pela primeira vez, o atual há aproximadamente 6.500 anos A.P.
- b) há cerca de 5.100 anos A.P., o nível relativo do mar estava em um "máximo" situado provavelmente 3,5 acima do nível atual.
- c) entre 4.100 e 3.800 anos A.P. o nível do mar esteve abaixo do atual.
- d) a aproximadamente 3.600 anos A.P., o nível do mar esteve, pela segunda vez, situado a cerca de  $2,5 \pm 0,5$  acima do presente.
- e) entre 2.900 e 2.700 A.P., novamente o nível relativo esteve, provavelmente abaixo do presente.
- f) o nível do mar alcançou provavelmente um outro nível alto, cerca de  $2,0 \pm 0,5$  m acima do presente, há aproximadamente 2.500 anos A.P.

Após o último nível máximo, as oscilações ficaram em torno de valores atuais, ocorrendo evolução das formas pela transformação de lagoas em pântanos, desenvolvimento de manguezais e o retrabalhamento das planícies costeiras, principalmente pela atividade eólica.

## 11.2 - Evolução das Vertentes

No Brasil, como em outros países, a ausência de sedimentos quaternários glaciênicos torna impraticável a aplicação da climatoestratigrafia nos moldes norte-americano e europeu. A falta de níveis marinhos fossilíferos bem datados, interpostos às seqüências continentais e a pouca difusão de métodos de datação de maior alcance que o carbono-14, também constituem dificuldade na distinção de unidades estratigráficas que ocorrem isoladamente.

Bigarella et al. (1965a e b) introduziram um método estratigráfico para superar tais dificuldades em relação aos sedimentos cenozóicos brasileiros. Este é baseado no reconhecimento de paleociclos de denudação e na sua correlação com as unidades litoestratigráficas que correspondem à parte preservada dos produtos da erosão efetuada em cada um deles.

Os referidos autores atribuem a evolução da paisagem a uma sucessão de climas semi-áridos e úmidos, dando aos movimentos tectônicos uma importância secundária. As flutuações climáticas, modificaram o regime e intensidade das precipitações e, por conseguinte, o revestimento florístico.

Fases de semi-aridez provocaram a ocorrência de movimentos de massa que afetaram o manto do intemperismo e os depósitos eólicos, principalmente nas encostas e áreas periféricas das elevações cristalinas. Estas fases climáticas, correspondentes às épocas glaciais, propiciaria períodos de chuvas concentradas e o recuo da vegetação para áreas-refúgios. Fases úmidas ocorreram nos períodos interglaciais, caracterizando-se por chuvas bem distribuídas e cobertura florestal.

De acordo com os mesmos autores, nas fases semi-áridas, predominaria o processo de morfogênese mecânica, que promove a

degradação lateral do relevo, desenvolvendo pedimentos e pediplanos. O pedimento constitui superfície aplainada que se desenvolve nos sopés de montanhas ou embutido nos vales; enquanto o pediplano resulta da coalescência de pedimentos. Já durante as fases úmidas, ocorreria principalmente o processo de decomposição química, acompanhado de erosão linear, resultando na dissecação do relevo através do aprofundamento dos vales.

Atualmente restam na paisagem apenas remanescentes das fases semi-áridas, representados por ombreiras, de inclinação pequena a média, e, vertentes íngremes, próprias das fases úmidas. Os remanescentes testemunham as flutuações climáticas e respectivos processos de desnudação, correspondente aos locais onde os vestígios de degradação lateral podem ser relacionados com os depósitos correlativos.

A chave para a interpretação estratigráfica está no posicionamento dos testemunhos. Os autores, já citados, partem do pressuposto de que, com a evolução da paisagem, os testemunhos dos pedimentos de um determinado ciclo de pediplanação ficariam isolados e manteriam, em cada local, um nível sempre mais elevado que os níveis dos testemunhos do ciclo posterior. Considerando-se que as mudanças paleoclimáticas foram gerais em vastas áreas, as formas das vertentes são passíveis de correlações por longas distâncias, bem como são datáveis através da idade do ciclo de pedimentação ou de dissecação correspondente.

Os pediplanos Pd3, Pd2 e Pd1, resultantes de aplainamento de extensão regional, foram elaborados durante o Terciário pelos processos morfogenéticos relacionados ao sistema morfoclimático semi-árido rigoroso.

O mais antigo pediplano (Pd3), provavelmente desenvolvido no Oligoceno, tem vestígios preservados em alguns locais como superfícies de cimeira. O pediplano (Pd2) subsequente, foi possivelmente elaborado entre o Mioceno Superior e o Plioceno Inferior, é geralmente de caráter intermontano, originando grandes e velhos compartimentos dissecados. O Pediplano (Pd1), desenvolveu-se no Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior, no interior das depressões interplanálticas, formando grandes compartimentos embutidos, disseminados por toda rede de drenagem pré-existente (Bigarella et al., 1965a e b).

No Quaternário ocorreram mudanças climáticas de caráter cíclico, verificando-se a alternância de 4 grandes épocas semi-áridas e 3 grandes épocas úmidas no Pleistoceno e uma grande época úmida com intervalos de secura no Holoceno (Bigarella et al., 1965a e b).

Os pedimentos são referidos como P1, P2 e P3, em ordem crescente de antiguidade. O P3 representa na realidade um aplainamento mais generalizado, resultante de uma coalescência de pedimentos. Este identifica-se com o pediplano Pd1, tendo sido considerado contemporâneo da Glaciação Nebraska. O P2 é correlacionado à Glaciação Kansas e o P1, à glaciação Illinois. Todos esses níveis de erosão foram desenvolvidos em condições de semi-aridez, em épocas Glácio-Eustáticas de nível marinho situado muito abaixo do atual (Bigarella et al., 1965a e b).

Nos períodos em que prevaleceram condições de climas úmidos, responsáveis pela dissecação dos aplainamentos, foram elaborados níveis embutidos e escalonados nas vertentes.

Após a época de semi-aridez que produziu o P1, os eventos de semi-aridez seguintes teriam sido mais curtos, não havendo a formação de pedimentos, mas de depósitos de baixos terraços de cascalheiros de origem fluvial. Os remanescentes de terraços fluviais equivalentes ao Pd1 são referidos como Tpd1. Após o pedimento P1, formaram-se dois níveis de baixos terraços com cascalho Tc2 e Tc1. Os depósitos dos terraços fluviais pleistocênicos compõem-se, geralmente, de cascalho e areia. Apresentam características de sedimentos originados em ambientes fluviais anastomosados, sob condições climáticas semi-áridas (chuvas concentradas).

No Holoceno, devido ao clima úmido, com intervalos de secura, a constituição dos depósitos de terraços mudou para síltico-argilosa. Os colúvios estão maciçamente presentes nas porções média e inferior das vertentes das regiões tropicais úmidas e subúmidas. Compreendem depósitos incoerentes e heterogêneos, com fragmentos rochosos, originados pelos movimentos de massa e enxurradas. Quando esses depósitos espraíam-se nas bordas de vales de fundo chato, cobrem os aluviões ou se interdigitam com os mesmos. Sucessivos ciclos de colúviação nas partes baixas das encostas, ao cobrir aluviões, deram origem a superfícies inclinadas denominadas rampas colúvio-aluvionares (Bigarella et al, 1965b e Meis et al., 1975).

### 11.3 - Paleogeografia da Area de Estudo

Na área estudada, a linha costeira é caracterizada pela presença de rochas cristalinas pré-cambrianas interrompendo planície de restingas quaternárias. A planície é caracterizada por significativa atividade eólica, correspondente a várias gerações de dunas. No meio dos sedimentos quaternários existem colinas de rochas pré-cambrianas. Na área da plataforma continental adjacente há também numerosas ilhas formadas por tais rochas.

Nas várias épocas pleistocênicas de nível de mar alto, a linha de costa atingiu os sopés da Serra do Tabuleiro. A partir da última transgressão, ficaram preservadas séries de restingas que, atualmente, compõem a planície costeira quaternária.

A evolução do modelado da Serra do Tabuleiro não se constituiu objeto de estudos detalhados. Entretanto, é provável que o mesmo tenha sido submetido aos processos de denudação e evolução das vertentes. A superfície de cimeira atual corresponderia ao Pd3, o mais antigo nível reconhecido, a partir do qual sucedem-se os demais. Dentro da sucessão foram estudados apenas os baixos terraços e rampas colúvio-aluvionares.

Foram identificados dois níveis de baixos terraços, em função das diferenças de altitude. A rampa colúvio-aluvionar estudada situa-se acima do nível mais alto. Embora tenham sido localizados troncos de madeira datáveis e coletadas amostras para a datação, a mesma não pode ser executada devido a deficiências laboratoriais. Isto impossibilitou possíveis correlações, uma vez

que também não foi estudada toda a sucessão a partir do Pd3.

Entre os sedimentos de origem fluvial encontram-se os depósitos dos leques aluviais, terraços, várzeas.

Os terraços, identificados e estudados, foram elaborados em fases posteriores às de desenvolvimento de extensos leques aluviais. Leques aluviais e terraços são modelados que testemunham condições climáticas diferentes das atuais, ou seja, um regime hidrológico semi-árido ou relativamente seco.

A evolução da paisagem atual decorreu de uma sucessão de fases úmidas e secas. Martin et al. (1988) referem para os sedimentos continentais (rampas colúvio-aluvionares e terraços fluviais) da Planície do Campo de Araçatuba, idades quaternárias indiferenciadas e holocênicas.

Tomando-se como base pesquisas na região do Médio Rio Doce efetuadas por Meis (1977) propõe-se interpretação e datações relativas para a evolução do modelado da área estudada, através de correlação com a evolução do modelado da área citada acima.

No Pleistoceno Superior ocorreu um encaixamento do atual Rio da Madre associado ao retrabalhamento dos colúvios depositados anteriormente, bem como a formação de espessos aluviões (Terraço 3); depósitos de terraço dos tributários menores teriam derivado, em parte, da destruição de uma nova geração de rampas (Rampa 2). O assoreamento mais rápido dos coletores acabou repressando pequenos tributários, que se transformaram em lagos (Lagoa Funda e Lagoa do Teófilo). Esta foi uma fase de denudação intensa, com geração de rampas (fig. 10.47) e produção de leques aluviais (fig. 10.8, 10.31 e 10.44). Sua proporção pode ser constatada pela ocorrência de matacões envolvidos por camada arenosilítico-argilosa e bolotas tamanho matacão do mesmo material, entre outros materiais (figs. 10.15, 10.32 e 10.39).

No limite entre o Pleistoceno e o Holoceno, numa fase erosiva, se estabeleceu uma nova rede de drenagem na área. Durante essa fase, desenvolveram-se os terraços T2 (equivalentes ao LA2 - fig.10.8 e 10.31).

O Holoceno parece ter sido marcado por denudação menos intensa. Na fase de aprofundamento dos vales teria se desenvolvido o baixo terraço T1 (equivalente ao LA1 - fig. 10.8), embutido no nível mais elevado (T2-LA2).

Na fase úmida atual, os depósitos de leques encontram-se bastante dissecados, representando remanescentes de uma fase, no mínimo, relativamente seca.

A Planície do Campo de Araçatuba compreende além das áreas de coberturas sedimentares fluviais, também sedimentos marinhos, lacustres, recobertos por depósitos eólicos.

Os sedimentos de origem marinha e eólica correspondem a uma sucessão de cordões arenosos de baixa altura, dispostos em arco, paralelamente à linha de costa atual. Esses cordões, de-

nominados de restingas, foram formados como depósitos costeiros rasos de **nearshore** durante um recuo contínuo do mar. A parte superior de alguns desses cordões apresenta contribuição eólica.

Para Price (1958) a contribuição eólica é encontrada na parte superior de provavelmente todos os cordões originados como ilhas barreiras.

② Bigarella et al. (1969) interpretam a seqüência estratigráfica superior de cordões litorâneos (restingas) como originada através da dissipação de antigos cordões de dunas dispostos paralelamente à costa. Estes teriam sido dissipados sob a ação de condições climáticas mais rigorosas, nas quais a ação de chuvas concentradas promoveu a mobilização e solifluxão das areias, resultando na destruição das estruturas sedimentares. A dissipação das dunas originou uma seqüência de cordões baixos, alongados e suavemente arredondados.

Na Planície do Campo de Araçatuba, os feixes de restinga atingem até 4,5 Km de largura, dividindo-se em oito faixas limitadas por ambientes dunares, que representam antigas linhas de costa.

Martin et al. (1988) referem para as restingas e dunas as idades pleistocênicas e holocênicas. As areias marinhas litorâneas de idade pleistocênica, de acordo com os mesmos, podem apresentar uma coloração escura, em consequência de matéria orgânica de origem secundária, que lhes confere uma certa coesão.

As dunas identificadas como pleistocênicas são aquelas de coloração marrom avermelhadas, devido à impregnação por ácidos húmicos e óxidos de ferro. Considerando a coloração e sua localização, a parte inferior do perfil Dn3 (fig. 10.53), que apresenta estruturas dissipadas, pode ser considerada de idade pleistocênica. As dunas de idade holocênica possuem coloração esbranquiçada. A atividade eólica atual concentra-se nas dunas mais próximas à linha de costa. Entretanto, o campo de dunas, nas proximidades da localidade de Pinheira, mobilizou parte das dunas de gerações interiorizadas, também de idade holocênica.

③ A planície não apresenta atualmente lagoas típicas, mas apresenta vestígios das mesmas colmatadas. Estas orientavam-se paralelamente à costa no sentido N-S, limitando-se com feixes de restinga.

Bigarella (1978), referindo-se à planície costeira do Paraná, descreve os sedimentos das lagoas colmatadas como comumente constituídos de areias ou depósitos siltico-argilosos (lama) estratificadas, os quais resultam de freqüentes alternâncias entre períodos calmos e de tempestades. Segundo o mesmo autor, os depósitos das lagoas são muito semelhantes aos marinhos, nas áreas onde não houve acesso de rios; entretanto, onde houve, os sedimentos assemelham-se aos das baías.

Martin et al. (1988) mencionam, para as áreas mais baixas da planície, sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías, que podem conter conchas de moluscos em quantidades variáveis. Tais sedimentos foram encontrados nas áreas circunvizinhas

aos cursos dos rios Massiambu, da Madre, da Encantada e do Fugido (Mapa Geológico). Francisco Caruso Gomes Jr. (inf. oral), refere-se a uma ingressão ao longo dos atuais cursos dos rios da Encantada e do Fugido, que são aproximadamente paralelos à linha de costa hodierna (Mapa Geomorfológico).

O Rio da Madre teve sua desembocadura barrada e seu curso deslocado a nordeste, longitudinalmente à linha de crescimento da restinga da Guarda do Embaú. Este processo deu origem ao Rio da Guarda do Embaú. Posteriormente, as areias desta restinga foram retrabalhadas pela ação eólica, dando origem a um bem desenvolvido campo de dunas transversas.

Uma das feições mais recentes, de origem marinha, do plano costeiro é o tómbolo que une a planície de restinga da Enseada da Pinheira à antiga Ilha dos Papagaios Grande. O tómbolo tornou-se emerso há aproximadamente 50 anos (Reitz, 1961), entretanto, o mesmo ainda é recoberto pelas águas durante marés excepcionais ou de sizígia.

Martin et al. (1988) elaboraram um mapa geológico do quaternário costeiro do Estado de Santa Catarina, na escala 1:200.000. Considerando-se este mapa, a associação das formas e sedimentos encontradas na área estudada e o modelo evolutivo proposto para as planícies costeiras catarinenses, será feita, a seguir, uma descrição da evolução da Planície do Campo de Araçatuba. Essa evolução pode ser também observada no Mapa Geológico da área.

Durante a penúltima transgressão, ocorrida há 120.000 anos A.P., os vales dos rios conhecidos atualmente como Massiambu, da Sulana, Ribeirão Cachoeira e da Madre, foram possivelmente invadidos pelo mar.

Com o abaixamento do nível do mar, ocorrido após 120.000 anos A.P., foram elaboradas as restingas mais interiorizadas (pleistocênicas) da área de estudo, cujos remanescentes estendem-se até a rodovia estadual (Mapa de Localização). Concomitantemente a rede hidrográfica instalava-se, encaixando os vales e podendo ter formado o nível de terraço T3 (não estudado neste trabalho).

Com a rápida subida do nível do mar, ocorrida a partir de 18.000 anos A.P., as restingas formadas na fase regressiva anterior foram parcialmente destruídas. É possível que as áreas identificadas como de paleolaguna ou paleobaía, onde atualmente situam-se parte das bacias do Rio da Madre e Massiambu, estejam relacionadas a essa transgressão.

O terraço fluvial T2, pode estar relacionado a reinstalação da drenagem, ocorrida a partir dessa época. O T2 seria produto do retrabalhamento de depósitos de leques aluviais (LA2). O leque aluvial LA2 (fig. 10.31- foto), possivelmente desenvolveu-se durante a denudação intensa anterior, que deu origem à Lagoa Funda e Lagoa do Teófilo, através do represamento de pequenos tributários do atual Rio da Madre, na localidade de Sertão do Campo (Fig. 10.8 e).

A partir de 7.000 anos A.P., é referido para a zona

costeira catarinense o assoreamento parcial de uma vasta laguna, que estava separada do mar por ilhas-barreiras. Pode ser da denudação ocorrida nesta época, o material que formou o leque aluvial LA1, no qual o encaixamento dos vales, ocorrido posteriormente, deu origem ao terraço fluvial T1. Os sedimentos do LA1, produto de uma época mais úmida apresentam-se bem menos grosseiros do que os do LA2.

A maior parte da planície costeira, constituída por feixes de restinga de idade holocênica, teve sua formação iniciada, possivelmente, com a regressão ocorrida a partir de 5.100 anos A.P. Com o abaixamento do nível relativo do mar, a partir desta época, teve início o ressecamento dos corpos d'água represados pelas feições desenvolvidas com a regressão.

A ingressão, referida por Francisco Caruso Gomes Jr. (inf. oral), que cortou sedimentos marinhos pleistocênicos e holocênicos, deve estar relacionada a fases de níveis marinhos mais altos ocorridos há 3.600 e 2.500 anos A.P.

Feições como os campos de dunas móveis de idade holocênica mais próximas à linha de praia, o manguezal e o tômbolo, podem ter-se desenvolvido após 2.500 anos A.P.

## 12 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Planície costeira do Campo de Araçatuba desenvolveu-se durante o período Quaternário recente, a partir dos últimos 120.000 anos A.P. Constitui-se num significativo exemplo das variações do nível relativo do mar nesse período. Os diversos ambientes que a compõem, principalmente os inúmeros feixes de restinga, testemunham o retrocesso recente do mar, nos últimos 7.000 anos A.P.

A diversidade de ambientes que a compõe, tornam-na um dos mais importantes ecossistemas da costa catarinense. Dentro de seus limites combinam-se ambientes de praia, duna, mangue e brejo, cobertos por abundante e diversificada vegetação. Estes ambientes constituíram habitat de espécies animais, das quais 40, entre mamíferos e aves, foram identificadas.

A complexidade desse ecossistema torna-o muito vulnerável. Embora a área não se caracterize por intensa ocupação, sua fauna encontra-se quase totalmente dizimada, enquanto a flora fortemente ameaçada pela depredação.

A ocupação humana da área fez-se muito lentamente até pouco menos de 30 anos atrás. Data de 1798 uma das primeiras tentativas, planejada pela administração pública, de ocupação na área. Na época o responsável pelo planejamento recomendava o uso da planície de restinga para a criação do gado e culturas anuais. Em seu relatório, acompanhado de um esboço da área (Anexo 1), o planejador descreve a mesma, recomendando como uma das técnicas para melhor ocupação econômica da área, a queimada. Ao que tudo indica, ou a proposta não saiu do papel, ou não obteve bons resultados, pois os campos encontram-se hoje praticamente vazios.

A ocupação da área acabou resumindo-se a poucos povoados espalhados por toda a área. Os povoados de pescadores situam-se junto aos costões e os de agricultores junto às encostas das serras.

Atualmente observa-se uma tendência de substituição dos núcleos tradicionais. Nos núcleos tradicionalmente de pescadores e numa estreita faixa da orla marítima, aproximadamente 500 m a partir do início da vegetação, cresce a ocupação com casas de veraneio, hotéis, restaurantes e bares. As áreas próximas às encostas, estão sendo ocupada com fazendas de criação de gado, grandes propriedades dedicadas ao extrativismo vegetal e silvicultura, além de residências e clubes de campo.

O incremento da ocupação, incentivado por investimentos imobiliários, a partir da década de 60, passou a preocupar estudiosos conservacionistas. Estes, cientes do valor científico, ecológico e paisagístico da área, lançaram a proposta de criação de um parque florestal, visando a preservação da flora, fauna, mananciais e monumentos históricos e geológicos.

O Parque foi criado em 1975 pelo Decreto Estadual 1.260. A assinatura de um decreto, entretanto, não foi suficiente para evitar a degradação a que tem sido submetida a área durante todos esses anos. A não implantação física do Parque, as poucas desapropriações e a falta de infra-estrutura para fiscalização, permitem que ações depredatórias, não só particulares, mas inclusive governamentais, continuem ocorrendo.

Entre as ações governamentais ou incentivadas pelo governo citam-se a implantação do aterro sanitário de Paulo Lopes e a avenida beira-mar da Pinheira. Tais "obras" apesar de não se encontrarem dentro do Parque, poderão causar sérios prejuízos aos ambientes que o compõem. O aterro sanitário, pela contaminação do lençol freático e nascentes, e a avenida beira-mar, pela mobilização das areias eólicas estabilizadas.

Verifica-se ainda, dentro dos limites do Parque e adjacências, a exploração clandestina de areia de dunas e restingas para a construção civil e desmatamentos visando o corte de lenha com fins comerciais.

A ocupação da orla marítima, desanexada do Parque em 1979, também se constitui num sério problema, não só para o meio físico, mas principalmente para os ocupantes da área.

A simples ocupação desta área fere o Código Florestal (Lei nº 4771, de 15/09/1965), que considera de preservação permanente a vegetação natural, situada nas restingas como fixadora de dunas. Desconsiderando o aspecto legal, alerta-se para o fato de que, uma vez retirada a vegetação natural, as dunas são reativadas.

Na Praia do Sonho isto constitui um problema tão sério que a Prefeitura de Palhoça está desenvolvendo ações, custeadas por ela própria, para a contenção e fixação da areia. Nos anos de 1987 e 1988 foi registrado, através de fotografias (Anexo 2), o soterramento de várias casas de praia no Tômolo dos Papagaios Grande.

Não obstante tais exemplos, a área continua sendo ocupada de modo acelerado, culminando agora com a investida de implantação da já citada, avenida beira-mar.

A ação antrópica sobre dunas estabilizadas, parcial ou completamente, pela vegetação, pode causar sua desestabilização, levando a conseqüências desastrosas localmente. Isto é o que ocorre na área estudada, devido à construção de habitações. A construção da avenida beira mar, naturalmente afetará áreas de ante-dunas, dunas e cordões litorâneos, parcialmente retrabalhados pela ação eólica pretérita e que se encontram cobertos pela vegetação.

Tratando apenas das ante-dunas, agora, cabe lembrar que as mesmas constituem uma barreira, construída na frente praial e estabilizada por vegetação esparsa de praia. Funciona como obstáculo, dissipando a energia das ondas de tempestades.

Durante as tempestades, as ante-dunas são atacadas por grandes ondas, barrando o avanço dessas. Após as tempestades, se mantida a vegetação, as ante-dunas são restauradas para cumprir o mesmo papel posteriormente. A destruição das ante-dunas torna mais efetiva a ação erosiva das ondas de tempestades, que podem penetrar mais profundamente para o interior da costa.

Posto isso, conclui-se que a construção da avenida beira-mar, projetada desconsiderando os processos naturais, será mais um desastre para o meio físico e principalmente para os moradores da área e contribuintes do erário público.

Considerando que o principal objetivo deste trabalho não foi propriamente propor soluções para os problemas ambientais da área, as únicas recomendações que poderiam ser feitas de imediato seriam:

1 - para a área do Parque:

a) implantação definitiva, através da captação de Fundos Internacionais para tal fim. Para tanto, seria necessária uma completa revisão do seu Plano Diretor, no sentido de justificar esse tipo de investimento. Este é um papel que cabe aos órgãos competentes do Estado, uma vez tratar-se de um parque estadual.

b) a nós pesquisadores e cidadãos recomenda-se a atitude política de cobrança no sentido de que tais medidas sejam tomadas.

2 - para a orla marítima

a) desenvolvimento imediato de técnicas de contenção de dunas, para aplicação nas áreas onde sua ocupação foi permitida.

b) revisão do plano de disciplinamento da ocupação e usos da área.

c) solicitação de Estudos e Relatório de Impacto Ambiental (EIA/RIMA) para a implantação da avenida beira-mar na Píneira.

Registra-se, finalmente, que esta área é carente de estudos básicos sendo portanto, um imenso laboratório a se explorar. Entre os estudos que poderiam ser sugeridos estão os de levantamento arqueológico, medidas relativas à dinâmica marinha e medidas do transporte eólico.

**13**  
**REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

- 1 - ABREU, S. F. de - Sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Separata da Rev. Soc. Geogr. Rio de Janeiro, 1928.
- 2 - \_\_\_\_\_ - O problema dos sambaquis. I: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Bol. Geogr., Cons. Nac. de Geogr. (IBGE), Rio de Janeiro, II (20):1136-1146, 1944a.
- 3 - \_\_\_\_\_ - O problema dos sambaquis. II: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. Bol. Geogr., Cons. Nac. de Geogr. (IBGE), Rio de Janeiro, II (21):1298-1311, 1944b.
- 4 - AGI (American Geological Institute) - Glossary of Geology and Related Sciences. 2. ed., AGI, Washinton, 1957.
- 5 - \_\_\_\_\_ - Dictionary of Geological Terms. 3. ed. New York, Anchor Press/Doubleday, 1983, 571 p.
- 6 - ALLEN, J. R. L. - Physical process of sedimentation. London, George Allen and Unwin Ltd., 1970. 248 p.
- 7 - \_\_\_\_\_ - Asymmetrical ripple marks and the origin of water-laid coset of cross strata. Liverpool Manchester Geol. J., 3:183-236, 1963a.
- 8 - \_\_\_\_\_ - Internal sedimentation structures of wellwashed sands and sandstone in relation to flow conditions. Nature, 200 (4904):326-327, 1963b.
- 9 - \_\_\_\_\_ - Henry Clifton Sorby and sedimentary structures of sands, and sandstone in relation to condition. Geol. en Mijnbouw, 42:223-228, 1963c.
- 10 - \_\_\_\_\_ - Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothem from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, 3(3):163-198, 1964a.
- 11 - \_\_\_\_\_ - Primary Current Lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, 3:89-108, 1964b.
- 12 - \_\_\_\_\_ - Sedimentation to the Lee of Small Underwater Sand Waves: an Experimental Study. J. Geol. 73(1):95-116, 1965.
- 13 - \_\_\_\_\_ - Current Ripple. North-Holland, Amsterdam, 1968a, 433 p.

- 14 - \_\_\_\_\_ - The Diffusion of Grains in the Lee of Ripples, Dunes and Sand Deltas. J. Sedimen. Petrol. 38:621-633, 1968b.
- 15 - \_\_\_\_\_ - The Nature Origin of Bed Form Hierarchies. Sedimentology, 10:161-182, 1968c.
- 16 - \_\_\_\_\_ & FRIEND - Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: with notes on some other Old Red Sandstone basins. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 106-121, 1968.
- 17 - ALMEIDA, F. F. M. - Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. Associação de Geógrafos Brasileiros. São Paulo. 3(1):10-37. 1948.
- 18 - \_\_\_\_\_ - Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Departamento Nacional de Produção Mineral. Div. Geol. Min., Mon, 13, 1955, 181 p.
- 19 - AWDZIEJ, J., PORCHER, C. A. & SILVA, L. C. - Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, 1986. In: SILVA, L. C. da & BORTOLUZZI, C. A. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E= 1:500.000. Florianópolis, 11º Distrito do DNPM; Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987, 216 p.
- 20 - BAGNOLD, R. A. - The movement of desert sand. London, Proc. Roy. Soc. A. 157, 1936.
- 21 - \_\_\_\_\_ - The physics of blown sand and desert dune. London, Methuen & Co. Ltd., 1941, 265 p. (reeditado em 1954).
- 22 - \_\_\_\_\_ - Some aspects of the shape of river meanders. U. S. Geol. Surv., Professional Papers. 282 E: 135-144, 1960.
- 23 - BASCOM, W. N. - The relationship between sand size and beach face slope. Trans. Am. Geogr. Union, 32:866-874. 1951.
- 24 - \_\_\_\_\_ - The Control of Streams Outlets by Waves Refraction. Jour. Geol., 62:600-605, 1954.
- 25 - BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. - Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000, texto explicativo e mapa. Florianópolis, DNPM/CRM, 1987. 216 p.
- 26 - BAULIG, H. - Quaternaire et morphologie CNRS - Colloques Nationaux du CNRS, Lyon, 1954.

- 27 - BEAL, M. A. & SHEPARD, F. P. - A use of roudness to determine deposicional enviroments. Jour. Sed. Petrol. 26:49-60, 1956.
- 28 - BECKER, R. D. - Sedimentologia e Estratigrafia do Quaternário do baixo vale do Rio Itajaí-Mirim (Santa Catarina). Dissertação de Mestrado, Univ. Fed. Rio Grande do Sul, 1976.
- 29 - BIGARELLA, J. J. - Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte norte da Ilha de Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia. Curitiba, 4(16):107-140, 1949.
- 30 - \_\_\_\_\_ - Contribuição ao estudo dos sambaquis no Estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 5 (17):231-292 e 6(18):293-314, 1950.
- 31 - \_\_\_\_\_ - Os sambaquis na evolução da paisagem litorânea sul brasileira. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 9:199-221, 1954.
- 32 - \_\_\_\_\_ - Subsídios para as variações de nível oceânico no Quaternário brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Rio de Janeiro, 37:263-278, 1965.
- 33 - \_\_\_\_\_ - Eolian environments: their characteristics, recognition, and importance. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. (16):11-62, 1972.
- 34 - \_\_\_\_\_ - Structures developed by dissipation of dune and beach ridge deposits. Catena. 1:107-152, 1974.
- 35 - \_\_\_\_\_ - The Barreiras Group in Northeastern Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., suplemento (47):365-393, 1975.
- 36 - \_\_\_\_\_ - Lagoa Dune Field (States of Santa Catarina, Brazil), a model of eolian and pluvial activity. In: International Symposium on the Quaternary. Boletim Paranaense de Geociências, 33:133-167, 1975.
- 37 - \_\_\_\_\_ - A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná. Curitiba, Secretaria do Planejamento do Estado do Paraná e Associação de Defesa e Educação Ambiental (ADEA), 1978. 248 p.
- 38 - \_\_\_\_\_ & BECKER, R. D.- International Symposium on the Quaternary. Bol. Paranaense de Geoc., 33:1-370, 1975.
- 39 - \_\_\_\_\_ & MOUSINHO, M. R. - Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açú (Estado de São Paulo). Bol. Paran. Geogr., (16/17):17-41, jul. 1965a.

- 40 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, (16/17):153-96, jul. 1965b.
- 41 - \_\_\_\_\_ & POPP, J. H. - Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, IV: Praia e dunas de Barra do Sul (SC). Boletim Paranaense de Geografia, (18/20): 133-149, 1966.
- 42 - \_\_\_\_\_ & SALAMUNI, R. - Early mesozoic wind patterns as suggested by dunebedding in the Botucatu Sand-stone of Brazil and Uruguay. Geol. Soc. Amer. Bull., 72:1089-1106, 1961.
- 43 - \_\_\_\_\_ & SUGUIO, K. - Ambiente Marinho, (inédito).
- 44 - \_\_\_\_\_; BECKER, R. D. & DUARTE, G. M. - Coastal dune structures from Paraná (Brazil). Marine Geological, 7(1):5-55, 1969.
- 45 - \_\_\_\_\_; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. - Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Paranaense de Geografia, (16/17):117-151, 1965a.
- 46 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Processes and environments of the Brazilian Quaternary. Bol. Paranaense de Geografia, Curitiba, Imprensa Univ. Fed. Paraná, 1965b, 71 p.
- 47 - \_\_\_\_\_; TIBURTIUS, G.; SOBANSKY, A. - contribuição ao estudo dos sambaquis do litoral norte de Santa Catarina: situação geográfica e descrição sumária. Arquivos de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, Curitiba, 9:99-140, 1954.
- 48 - \_\_\_\_\_, FREIRE, S. S., SALAMUNI, R. & VIANA, R. - Contribuição aos estudos dos sedimentos praias recentes II - praias de Matinhos e Caiobá. Curitiba, Bol. Univ. Fed. do Paraná. Geogr. fís. 6, 1966, 109 p.
- 49 - \_\_\_\_\_, ALESSI, A. H., BECKER, R. D. & DUARTE G. M. - Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. Bol. Paranaense de Geociências. 27:15-80, 1969.
- 50 - BITTENCOURT, A. C. S. P., MARTÍN, L., VILAS BOAS, G. S. & FLEXOR, J. M. - The marine formations of the coast of the State of Bahia. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1, São Paulo, IGCP, Project 61, p. 232-253, 1979.
- 51 - BLANC, J. J., Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. Paris, Masson, 1982, 159 p.
- 52 - BLISSENBACH, E. - Geology of aluvial fans in semi-arid regions. Geol. Soc. Am. Bull., 65:175-190, 1954.

- 53 - BORTOLUZZI, C. A. - Esboço geomorfológico de Santa Catarina. In: Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000, texto explicativo e mapa. Florianópolis, DNPM/CRM, 1987. 216 p.
- 54 - BROWN Jr., L. F. - 1969 - Geometry and Distribution of Fluvial and Deltaic Sandstone (Pennsylvanian and Permian). North Central Texas. Gulf Coast. Geol. Soc. Trans. vol. 19, 1969.
- 55 - BRYAN, K. & McCANN, F. T. - Sand dunes and alluvium near Grants, New Mexico. Amer. Antiquity, 8(3):281-295, 1943.
- 56 - BRUUN, P. & LACKEY, J. B. - Engineering aspects of sediments transport. In: FLUHR, T. & LEGGET, R. F. - Reviews in engineering geology. 1:39-103, 1962.
- 57 - BUCHER, W. H. - On ripples and related sedimentary surface forms and their paleographic interpretations. Am. Journ. Science. 47:149-210, 241-269, 1919.
- 58 - BULL, W. B. - Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. U.S. Geol. Surv., Profess. Papers, 352 E:89-129, 1964.
- 59 - CARVALHO, F. V. M. - Estudos dos portos do Brasil. Ensaio. Rio de Janeiro, Typogr. do Jornal do Comércio, 1930. 526 p.
- 60 - CHAMBERLAIN, T. C. & SALISBURY, R. D. - Geology. John Murrays, London, 2 ed., 1909.
- 61 - CHAPPELL, J. - Recognizing fossil strand lines from grains size analysis. Journ Sedim. Petrol., 37(1):157-165. 1967.
- 62 - CHEPIL, W. S. - Equilibrium of soil grains at the threshold of movement by wind. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:422-428, 1959.
- 63 - CHRISTOFOLETTI, A. - Geomorfologia. São Paulo, Ed. Edgar Blücher Ltda. - EDUSP, 1974, 149 p. (2 ed. 1980).
- 64 - \_\_\_\_\_ - Geomorfologia fluvial. São Paulo, 2. ed. Edgard Blücher, v. 1, 1981. 313 p.
- 65 - CLIFTON, H. E. - Beach lamination: nature and origin. Marine Geology, 7:553-559, 1969.
- 66 - COLEMAN, J. M. - Brahmaputra River: Channel process and sedimentation. Sediment. Geol. 3:129-239, 1969.
- 67 - \_\_\_\_\_ & WRIGHT, H. E., Jr. - Analisis of major river systems and their deltas. Procedures and rationale whith two examples, Louisiana State Univ. Costal Studies Inst. Tech. Rep. 95, 125 p. 1971.

- 68 - COLLINSON, J. D. - Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Annaler, vol. 52:31-56, 1970.
- 69 - COMISSAO DE SOLOS DO CNEPA - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, Rio de Janeiro, Bol.12, 1960.
- 70 - COOPER, W. - Coastal dunes of California. Geol. Soc. Amer. Memoir 104, 1967. 131 p.
- 71 - CORNISH, V. - On the formation of sand dunes. Geog. Journ. IX:278-309, 1897.
- 72 - \_\_\_\_\_ - Waves of sand and snow. London, T.F. Unwin, 1914, 383 p.
- 73 - \_\_\_\_\_ - On sea, beaches and sand banks. Geol. Journ. London, 1898. XI, 538 p.
- 74 - COSTA, R.C., BUSS, M. D. & ROSA, R. O. - Geomorfologia. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SG 22 Curitiba, parte da folha SG 21 Assunción e folha SG 23 Iguape. No prelo.
- 75 - CREER, K. M. - Preliminary paleomagnetic measurements form South America. Ann. Geophys., 14(3):373-390, 1958.
- 76 - CRESSEY, G. B. - The indiana sand dunes and shore lines of the Lake Michigan Basin. The Geogr. Soc. of Chicago Bull., (8), Univ. Chicago Press, 1928. 80 p.
- 77 - CRONAN, C. S. - Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. J. Sed. Petrol., 42(1):102-107, 1972.
- 78 - CUBITT, W. - On shingle fulls. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 1852. 205 p.
- 79 - CURRAY, J. R. - Transgressions and regressions. Paper in Marine Geology, New York, Macmillan. p. 175-203, 1964.
- 80 - \_\_\_\_\_ & MOORE, D. G. - Holocene Regressive Littoral Sand. Costa de Nayarit. México. In: Development in Sedimentology. V.1. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Proc. VI. Int. Sed. Congr. Belgium. El sevier Public. Comp. New York. p. 76-82. 1964.
- 81 - DALY, R. A. - The changing world of the Ice-Age. Yale Univ. Press, 1934.
- 82 - DAVIES, J. L. - A morphologic approach to world shore-lines. In: Mortensen Sonderheft Z. Geomorph., 8:127-142. 1964.
- 83 - DAVIS, W. M. - Geographical Essays. Dover Publications, Inc., 1909, 777 p. (reimpresso em 1954).

- 84 - DINIZ, S. M. - Comunidade da Guarda do Embaú e comunidade da Pinheira. UFSC, Programa de Pós-Graduação em Ciências Sociais. Florianópolis, v. I e II, 1976.
- 85 - DOEGLAS, D. J. - The structure of sedimentary deposits of braided rivers. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 262-B, 1962. 85 p.
- 86 - DONALSON, A. C. (Ed.) - Some Appalachian coals and carbonate models on ancient shallow-water deposition. West Virginia Geol. Econ. Survey, 1969. 384 p.
- 87 - DOUBECK, Rodolfo - Mapa geomorfológico da área entre os rios Massiambu e da Madre (original em rascunho), inédito.
- 88 - DUANE, D. J. - Significance of skewness in recent sediments, Western Pimlico Lound, North Carolina. J. Sed. Petrol., 34(4):864-874, 1964.
- 89 - DUARTE, G. M. - Distribuição e localização de sítios arqueológicos tipo sambaqui na Ilha de Santa Catarina. Anais do Museu de Antropologia, UFSC, Florianópolis, 4:31-60, 1971.
- 90 - \_\_\_\_\_ - O futuro do litoral de Santa Catarina. In: Geosul. Ed. da UFSC. Florianópolis, 3(6):39-62, 2º sem. 1988.
- 91 - DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. - Principles of stratigraphy. New York, John Wiley and sons Inc, 1957.
- 92 - EASTON, W. H. - Invertebrate paleontology. New York, Harper & Brothers Publishers, 1960. 701 p.
- 93 - EMERY, K. O. - Marine geology of Guam. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 403B:1-76, 1962.
- 94 - \_\_\_\_\_ & FOSTER, J. F. - Water tables in marine beaches. J. Marine Res. (Sears Found. Marine Res.) 7(3):644-654. 1948.
- 95 - EVANS, O. F. - The classification and origin of cusps. Journ. Geology. 46:615-617, 1938.
- 96 - FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic changes in sea-level. Phys. Chem. Earth, 4:99-185, 1961.
- 97 - \_\_\_\_\_ - African Ice-Age aridity. Problems in Paleoclimatology, p. 356-360, 1964.
- 98 - \_\_\_\_\_ - Shellfish-eating preceramic indians in coastal Brazil. Science, 191:353-359, 1967.
- 99 - FERM, C. & CAVAROC Jr., V. V. - A non marine sedimentary model for the Alleghany rocks of West Virginia. Geol. Soc. Am. Special Paper, 106. 1968.

- 100 - FINKEL, H. J. - The Barchans of Southern Peru. Jour. Geol. 67 (6):614-647, 1959.
- 101 - FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H. - Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Geol. Soc. Trans., vol. 17, 1967.
- 102 - FISK, H. N. - Fine grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., 1947, 82 p.
- 103 - FISK, H. N. - Mississippi River Valley geology relation to river regime. Trans. Am. Soc. Civil Engrs., 117:667-682, 1952.
- 104 - FOLK, R. L. & WARD, W. C. - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameter. Journal of Sedimentary Petrology. Tulsa, 27(1):3-26, 1957.
- 105 - FRIEDMAN, G. M. - Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sedim. Petrology, 31:514-529. 1961.
- 106 - FUNDAÇÃO DE AMPARO A TECNOLOGIA E AO MEIO AMBIENTE (FATMA)- Mapa do Parque da Serra do Tabuleiro, em escala 1:100.000, Santa Catarina, 1978.
- 107 - GIBBS, R. J. - The geochemistry of the Amazon River system: part I - the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geol. Soc. Am. Bull., 78(10):1203-1232, 1967.
- 108 - GILBERT, C. G. - The transportation of debris by running water. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 86, 1914. 262 p.
- 109 - GILBERT, G. K. - Lake Bonneville. U.S. Geol. Surv., Mon. I:47-57, 1890.
- 110 - GLENNIE, K. W. - Desert Sedimentary Environments. Elsevier, Amsterdã, 1970, 222 p.
- 111 - GODOLPHIN, M. - Geologia do Holoceno costeiro da área do Rio Grande, RS. Dissertação de Mestrado. UFRS, 1976.
- 112 - GOLDSMITH, V. - Costal processes of a barrier island complex and adjacent ocean floor: Monomay Island - Nauset spit, Cape Cod, Massachussets. Ph.D. Dissertation, Univ. Massacusstes, 1972. 469 p.
- 113 - \_\_\_\_\_ & COLONNEL - Effects of nonuniform wave energy in the littoral zone. Am. Soc. Civil Engrs. Proc. 12th Conf. On Costal Eng., pp. 767-785. 1970.

- 114 - \_\_\_\_\_ et al. - The influence of waves on the origin and development of the offset coastal of the Delmarwa Peninsula. Second International Estuarine Conf., Geol Sec. - Coarse - grained sediment transport and accumulation in estuarius, Mirtle Beach, South Carolina, October 15-18, 1973. Pp. 183-200.
- 115 - GOMES JR., F. C. - Geologia dos depósitos de conchas calcárias no Estado de Santa Catarina. Relatório Interno, 11º Distrito DNPM, Florianópolis, 1986, 17 p.
- 116 - \_\_\_\_\_. - Geologia do Cenozóico de Santa Catarina. In: SILVA. L.C. da & BORTOLUZZI, C. A. - Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Florianópolis, 11º Distrito do DNPM; Coordenação de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987, 216 p.
- 117 - GRIFFITHS, J. C. - Size versus sorting in some Caribbean sediments. J. Geol., 59(3), 1951.
- 118 - GUILCHER, A. - Morfologie littorale et sous-marine. Paris, Presses Universtaires de France, 1954. 216 p.
- 119 - \_\_\_\_\_ - Coastal and Submarine Morphology. New York, Jonh Wiley & Sons Inc., 1958.
- 120 - HACK, J. T. - Dunes of Western Navajo Country. Geogr. Rev. New York, (31):240-263, 1941.
- 121 - HAYES, M. O. - Morphology of sand accumulation in estuarius. In: CRONIN, L. E. (Ed.), Estuarine research. New York. Academic Press, (2):3-22, 1975.
- 122 - HEDGEPEETH, J. W. - Classification of marine enviroments. In: Treatisc on marine ecology and paleoecology. GSA memoir 67. USA, 1:17-28, 1957.
- 123 - HICKIN, E. J. - A newly identified process of point bar formation in natural streams. Am. J. Sci., 267(8):999-1010, 1969.
- 124 - HJULSTROM, F. - Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Univ. Upsala, Geol. Inst. Bull., 25:221-527, 1935.
- 125 - HOOKE, R. L. B. - Process on arid-region alluvial fans. The Jour. Geology, 75(4):438-460, 1967.
- 126 - HORTON, R. F. - Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull., 56(3):275-370, 1945.
- 127 - INMAN, D. L. - Sediment sorting in the light of fluid mechanics. J. Sedim. Petrology, 19:51-70. 1949.

- 128 - \_\_\_\_\_ - Measures for describing the size distribution of sediments. J. Sedim. Petrology, 22(3):125-145. 1952.
- 129 - \_\_\_\_\_ - Shore processes. In: McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology, p. 300-306, 1960.
- 130 - \_\_\_\_\_; EWING, G. C. & CORLISS, J. B. - Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. Geol. Amer. Bull. 77:787-802, 1966.
- 131 - \_\_\_\_\_ & FILLOUX, J. - Beach cycles related to tide and local wind wave regime. Journ. Geol. Chicago, 68(2):225-231, 1960.
- 132 - IRVING, E. - Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. John Wiley & Sons, New York, 1964, 399 p.
- 133 - JEFFREYS, H. - On the formation of water waves by wind. Proc. Roy Society. Serie A, (107):189-206, 1925.
- 134 - JOHNSON, D. W. - Shore processes and shoreline development. New York, J. Wiley, 1919 (reeditado em 1972). 584 p.
- 135 - JONES, O. T. - The geology of the Colwyn Bay district; a study of submarine slumping during the Salopain period. Quat. Jour. Geol. Soc. London, 95:335-376, 1939.
- 136 - JOPLING, A. V. & RICHARDSON, E. V. - Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. J. Sedim. Petrology, (9):821-825, 1966.
- 137 - JOST, H. & MARTINS, L. R. - Feixes de Restinga da Ilha de Santa Catarina. Brasil. Pesquisas do Instituto de Geociências URGs. Porto Alegre, 1:57-67, 1972.
- 138 - JUSTUS, A. do R. M. - Contribuição ao estudo dos paleossolos da Ilha de Santa Catarina. Salvador, Instituto de Geociências, 1985. 135 p. (Dissertação de Mestrado).
- 139 - KAUL, P. F. T. - Projeto Brusque-Serra do Taboleiro. BRASIL. Convênio DNPM/CPRM, Porto Alegre, 1976, 165 p. (Relat. Inédito).
- 140 - KEILHACK, K. Die verlandung der suvinep porte. Jahred der Geog. Gessell. Grafswarld. XII:235-485.
- 141 - KER, J. C. et al. - Pedologia. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Folha SH 22 Porto Alegre e parte das folhas SH 21 Uruguaiana e SI 22 Lagoa Mirim. No prelo.
- 142 - KINDLE, E. M. - Recent and fossil ripple marks. Canadian Geol. Surv. Museum Bull. 25. 1917.

- 143 - KING, C. A. M. - Beaches and coasts. (Reimpressão) London, Edward Arnold Publ. Ltd., 1961. 403 p. (2. ed, 1972).
- 144 - \_\_\_\_\_ - Techniques of geomorphology. London, E. Arnold, 1966.
- 145 - KLEIN, R. M. - Fisionomia, importância e recursos da vegetação do Parque da Serra do Tabuleiro. Sellowia Itajaí, 33(33):5-54, dez. 1981.
- 146 - \_\_\_\_\_ - Aspectos dinâmicos da vegetação do sul do Brasil. Sellowia. Itajaí, 36(36):5-54, jul. 1984.
- 147 - KOMAR, P. D. - Relative Quantities of suspension versus bed-load transport on beach. Jour. Sedim. Petrol., 48:921-932, 1978.
- 148 - KRUMBEIN, W. C. - Size frequency distribution of sediments. Journal of Sedim. Petrol., 4:65-77, 1934.
- 149 - \_\_\_\_\_ & SLOSS, L. L. - Stratigraphy and sedimentation. 2. ed., W. H. Freeman and Co., San Francisco e London, 1963.
- 150 - KRYNINE, P. H. - Petrology, stratigraphy and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut. Connecticut State Geol. and Nat. Hist. Surv., Bull. 73, 1950.
- 151 - KUENEN, Ph. H. - Marine Geology. New York, John Wiley & Sons, 1950. 568 p.
- 152 - KUHLMAN, H. - Kornstorrlser i Klit-og Strandsand Meddelelser Fra Skalling. Laboratoriet. Kbenhavn, 16:20-56, 1959a.
- 153 - \_\_\_\_\_ - Sandflugt og Klitdannelse Meddelelser Fra Skalling. Laboratoriet, Kbenhavn, 16:1-19, 1959b.
- 154 - LABOREL, J. - Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in Quaternary. São Paulo, 193-211, 1979.
- 155 - LAMEGO, A. R. - Restingas na Costa do Brasil. BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, Bol. 96, 1940. 63 p.
- 156 - LATTMAN, L. H. - Cross section of a flood plain in a moist region of moderate relief. Jour. Sed. Petrol. 30 (2):1355-1402, 1960.
- 157 - LEINZ, V. & AMARAL, S. E. do. - Atividade geológica do vento. In: Geol. Geral. São Paulo, Ed. Nacional, 1980, p. 123-128.

- 158 - \_\_\_\_\_ & MENDES, J. C. - Vocabulário Geológico. São Paulo, Cia. Ed. Nacional, 1959, 180 p.
- 159 - LELIAVSKY, S. - An introduction to fluvial hydraulics. Constable. London, 1955.
- 160 - LEOPOLD, L. B. - Downstream change of velocity in rivers. Am. Jour. Sci., 251(8):606-624, 1953.
- 161 - \_\_\_\_\_ & MADDOCK, T. - The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Surv., Prof. Papers, 252:1-57, 1953.
- 162 - \_\_\_\_\_ & WOLMAN, M. G. - River channel patterns: braided, meandering and straight. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 282 B:29-84, 1957.
- 163 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - River meanders. Bull. Geol. Soc. Am., 71:769-794, 1960.
- 164 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & MILLER, J. P. - Fluvial processes in geomorphology. San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1964, 522 p.
- 165 - LONG, J. T. & SHARP, R. P. - Barchan-dune movement in Imperial Valley, Geol. Soc. Am. Bull. 75:149-156, 1964.
- 166 - MACLAREN, C. - The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. The Scotsman Office. Edinburg, 1841 (também: Amer. J. Sci., 42:346-365, 1842).
- 167 - MAGNANINI, A. & NEHAB, M. A. F. - Trabalhos preliminares para a elaboração do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro. Rio de Janeiro, FEEMA, 1976, 46 p.
- 168 - \_\_\_\_\_. - Plano diretor do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (Est. SC.). Convênio Fund. Est. De Eng. Do Meio Ambiente (FEEMA)/Fund. de Amp. à Tec. E Meio Ambiente (FATMA), 1976 (Relat. Inédito).
- 169 - MARTIN, L. & SUGUIO, K. - Coastal Quaternary deposits of the states of Paraná and Santa Catarina. In: International Simpósium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines, São Paulo, 1986, 124 p.
- 170 - \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ & FLEXOR, J. M. - Informações fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária: Exemplos da costa do Brasil. Revista Pré-História. São Paulo, VI:128-147, 1984.
- 171 - \_\_\_\_\_, MORNER, N. A., FLEXOR, J. M. & SUGUIO, K. - Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. Boletim I.G. U.S.P. São Paulo, publicação especial (4):1-161, 1986.

- 172 - \_\_\_\_\_, SUGUIO, K., FLEXOR, J. M. & AZEVEDO, A. E. G. - Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina, escala 1:200.000, texto explicativo e mapa. Brasília, DNPM, 1988, 40 p.
- 173 - MARTINS, L. R. S. - Sedimentologia da Ilha de Santa Catarina. I - Areias praias. Pub. Esp. Esc. Geol., Porto Alegre, (18):1-55, maio 1970.
- 174 - MASON & FOLK - Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. J. Sedim. Petrology, 28:211-226. 1958.
- 175 - MAY, J. P. & TANNER, W. F. - The littoral power gradient and shore-line changes. In: COATES, D. R. (Ed.), Coastal Geomorphology. State Univ. New York at Binghamton, 1973. Pp. 43-60.
- 176 - McGEE, J. W. - Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Am., 8:87-112, 1897.
- 177 - McGOWEN, J. H. & GARNER, L. E. - Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. Sedimentology, 14(1/2):77-111, 1970.
- 178 - McKEE, E. D. - The Coconino Sandstone - it's history and origin. Carnegie Inst. Washington, (440):78-115, 1933.
- 179 - \_\_\_\_\_ - Small-scale structures in the Sandstone of northern Arizona. Jour. Geol. 53(5):313-325, 1945.
- 180 - \_\_\_\_\_ - Facies changes in the Colorado Plateau. The Geol. Soc. & America. New York, Memoir, 39:35-48, 1949.
- 181 - \_\_\_\_\_ - Primary structures in some recent sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 41(8):1704-1747, 1957.
- 182 - \_\_\_\_\_ - Experiments on ripple lamination. In: MIDDLETON G. W. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec Publ. 12:66-83, 1965.
- 183 - \_\_\_\_\_ - Structures of dunes at White Sands National Monuments, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology. Amsterdã, 7(1):1-70, 1966.
- 184 - \_\_\_\_\_ - Sedimentary structures in dunes, in McKee (org.), A study of global sand seas, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 1052:87-137, 1979.
- 185 - \_\_\_\_\_ & STERRET, T. S. - Laboratory experiments on form and structures of longshore bars and beaches. In: PETERSON, N. A. & OSMON, G. C. ed. Geometry of sandstones bodies. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, p. 13-25, 1961.

- 186 - \_\_\_\_\_ & TIBBITTS, G. C. - Primary structures of a self dune and associated deposits in Lybia. Jour. Sed. Petrology, 34(1):5-17, 1964.
- 187 - \_\_\_\_\_ & WEIR, G. W. - Terminology for stratification in sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 34:381-390, 1953.
- 188 - \_\_\_\_\_; CROSBY, E. J. & BERRYHILL, H. L. - Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June, 1965. J. Sedim. Petrol., 37:829-851, 1967.
- 189 - McLEAN, R. F. - Origin and development of ridge-furrow systems in beachrock in Barbados, West Indies. Marine Geology, 5:181-193, 1967.
- 190 - MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G. - Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro, Petrobrás, 1971. 124 p.
- 191 - MEIS, M. R. M. - As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. Academia Bras. Ciênc., An., 49(3):443-459, 1977.
- 192 - \_\_\_\_\_, MACHADO, M. B. & CUNHA, S. B. - Note on the distribution and origin of late Quaternary ramps near Rio de Janeiro, Brazil. Ac. Bras. Ciênc., An., 47(Supl.):269-275, 1975.
- 193 - MENDES, J. C. - Elementos da Estratigrafia. São Paulo, T. A. Queiroz/Ed. da Universidade de São Paulo, 1984.
- 194 - \_\_\_\_\_; BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. - Estratigrafia e sedimentologia, geologia estrutural, aerofotogeologia. In: BRASIL, Enciclopédia Brasileira. Bibl. Univ. Cap.3: Ambientes de Sedimentação. Brasília, MEC/Inst. Nac. do Livro, 1972.
- 195 - MERK, G. P. - Great sand dunes of Colorado. Guide to the Geology of Colorado. Rocky Mt. Assoc. Geologists p. 127-129, 1960.
- 196 - MILLIMAN, J. D. & EMERY, K. O. - Sea levels during the past 35.000 years. Science, 162:1121-1123, 1968.
- 197 - MONTEIRO, C. A. F. - Esboço geomorfológico. In: Atlas Geográfico de Santa Catarina, Departamento Estadual de Geografia e Cartografia, mimeografado, Florianópolis, 1958.
- 198 - MOODY-STUART, M. - High-and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. J. Sedim. Petrol., 36, 1102, 1966.
- 199 - MORISAWA, M. - Streams: Their dynamics and morphology, McGraw Hill Book Co., 1968. 175 p.

- 200 - MORNER, N. A. - The Pleistocene/Holocene boundary. A proposed boundary stratotype in Gothenburg. Sweden Boreas, 5:193-275, 1976.
- 201 - MORNER, N. A. - Earth's movements paleoceanography paleoclimatology and eustasy: major events in the Cenozoic. of the North Atlantic. Geol. Foren. Stock, Forh., 102:261-268, 1980.
- 202 - MUNK, W. H. & SARGENT, M. C. - Adjustment of Bikini atoll to ocean waves. Trans. Am. Geogr. Union, 29(6):855-860. 1948.
- 203 - \_\_\_\_\_ & TAYLOR, M. A. - Refraction of ocean waves; a process linking underwater topography to beach erosion. Jour. Geology, 55:1-26. 1947.
- 204 - MURPHY, M. A. & SCHLANGER, S. O. - Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 46:457-477, 1962.
- 205 - NEDECO (Netherlands Engineering Consultants) - River studies and recommendations on improvement of Niger and Benue. North Holland, Amsterdam, 1959, 1.000 p.
- 206 - NORRYS, R. & NORRYS, K. S. - Algodones dunes of Southeastern California. Geol. Soc. Amer. Bull. 72:605-620, 1961.
- 207 - OENNING, I. et al. - Pedologia. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SG 22 Curitiba e parte da folha SG 21 Assunción e folha SG 23 Iguape. No prelo.
- 208 - OPDYKE, N. D. - Paleoclimatology and paleomagnetism in relation to polar wandering and continental drift. PhD. thesis, Univ. Durham. England, 1958, 235 p.
- 209 - \_\_\_\_\_ & RUNCORN, S. K. - Wind direction in the Western United States in the Late Paleozoic. Geol. Soc. Amer. Bull. 71 (7):959-972, 1960.
- 210 - ORE, H. T. - The braided streams depositional environment, Univ. Wyoming, PhD. Thesis. 1963.
- 211 - \_\_\_\_\_ - Characteristic deposits of rapidly aggrading streams. Wyoming Geol. Assoc. 19th Field Conference Guidebook, 1965.
- 212 - OTTO, G. H. - A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sedimentation. Journal of Sedimentary Petrology. Tulsa, 9:62-76, 1939.

- 213 - PEACOCK, J. D. - Contorted beds in the Permo-Triassic eolian sandstones of Morayshire. Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., 24:157-162, 1966.
- 214 - PELUSO Jr, V. A. - O relevo de Santa Catarina. Departamento Estadual de Geografia e Cartografia, Florianópolis - SC, 1952.
- 215 - \_\_\_\_\_ - O relevo do território catarinense. Geosul, Florianópolis, Ed. UFSC. Ano 1(2):7-69, 2º sem. 1986.
- 216 - PEPPER, J. F.; DE WITT Jr., W. & DEMAREST, D. F. - Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 259, 1954.
- 217 - PETHICK, J. - An introduction to coastal geomorphology. London, Edward Arnold, 1984.
- 218 - PIRES NETO, A. G. - Terminologia aplicada aos processos e à morfologia litorânea. Notícias geomorfológicas. 18 (35):45-69, 1978.
- 219 - POOLE, F. G. - Paleowind directions in Late Paleozoic to Middle Mesozoic time on the Colorado Plateau. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-D. (163):147-151, 1962.
- 220 - \_\_\_\_\_ - Paleowinds in the western United States. Problems in Palaeoclimatology. London, p. 394-405, 1964.
- 221 - POPP, J. H. - Introdução ao estudo da estratigrafia e da interpretação de ambientes de sedimentação. Curitiba, Scientia et Labor, 1987, 326 p.
- 222 - POWEL, J. W. - Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries. Smithsonian Institution, Washington, 1875.
- 223 - POWER, W. R., Jr. - Backset bedding in the Coso Formation, Inyo County, California. J. Sedim. Petrology, 31:603-607, 1961.
- 224 - PRICE, W. A. - Barrier island, not offshore bar. Science. 113:487-488, 1951.
- 225 - \_\_\_\_\_ - Sedimentology and Quaternary Geomorphology of South Texas, Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans. 8:41-75, 1958.
- 226 - \_\_\_\_\_ - Stages of oxidation coloration in the dune barrier sands with age. Geol. Soc. Amer. Bull. 73:1281-1284, 1962.
- 227 - QUADROS, Márcia - Tabuleiro: 10 anos sem infra-estrutura. Diário Catarinense, Florianópolis, 5 jun., 1988, p. 13.
- 228 - RADAMBRASIL, Projeto - Mapa Geomorfológico, em escala 1:1.000.000. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986a, 173 p.

- 229 - \_\_\_\_\_ - Mapa do Levantamento Exploratório do Solo, em escala 1:1.000.000. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986b, 173 p
- 230 - \_\_\_\_\_ - Vegetação. In: Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro, 1986c, 173p.
- 231 - REDMAN, J. B. - On the alluvial formations and the local changes of the South Coast of England. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XI:162-203, 1852.
- 232 - REINECK, H. E. & SINGH, I. B. - Depositional sedimentary environments. Springer Werlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1973. 439 p.
- 233 - \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Depositional sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics. 2. ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 549 p.
- 234 - REITZ, P. R. - Parque do Maciambú (exposição de motivos para a sua criação). Anuário Brasileiro de Economia Florestal. Rio de Janeiro, 12(12):196-210, 1960.
- 235 - \_\_\_\_\_ - Vegetação da zona marítima de Santa Catarina. Sellowia. Itajaí, 13(13):17-115, 1961.
- 236 - \_\_\_\_\_ - Criação do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro (Exposição de Motivos). SANTA CATARINA, Secretaria de Tecnologia e Meio Ambiente GAB/043/75. (s. ed.), 1975.
- 237 - \_\_\_\_\_ - Restauração da fauna desaparecida na baía do Maciambú. In: Sellowia. Série zoologia nº 2. Florianópolis, FATMA (Fund. Amp. Tecn. M. Amb.), 1982.
- 238 - RICCI, M. & PETRI, S. - Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica. Biblioteca Universitária. Ciências Aplicadas 2. Companhia Editora Nacional, 1965. 226 p.
- 239 - ROBINSON, A. H. W. - Residual currents in relation to shoreline evolution of the east anglian coast. Marine Geol., 4:57-84, 1966.
- 240 - RUHE, R. V. - Geomorphic process and superficial geology. Geomorphology. Houghton Mifflin Company. Boston, 1975. 246 p.
- 241 - RUSNAK, G. A. - Littoral, bay and lagoon sediments. In: Marine sediments. Reprints from McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology. 132-133, 1960. Lamont Geol. Obs. Contr. nº 452.
- 242 - RUSSEL, R. J. - Alluvial morphology of Anatolian rivers. Ann. Assoc. Am. Geogr., 44:363-391, 1954.

- 243 - SANDERS, J. E. - Concepts of fluid mechanic provided by primary sedimentary structures. J. Sed. Petrol., 33 (1):173-179, 1965
- 244 - SCHUMM, S. A. - Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. G. S. A. Bull. 67:597-646, 1956.
- 245 - \_\_\_\_\_ - The shape of alluvial channels in relation to sediment type. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 352-B:17-30, 1960.
- 246 - \_\_\_\_\_ - Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 352-C:31-70, 1961.
- 247 - \_\_\_\_\_ - A tentative classification of alluvial river channels. U.S. Geol. Surv. Circular, 477:1-10, 1963.
- 248 - SHARP, R. P. - Wind ripples. Jour. Geol. 71:617-636, 1963.
- 249 - \_\_\_\_\_ - Kelso Dunes, Mojave Desert, California. Geol. Soc. Amer. Bull. 77:1045:1074, 1966.
- 250 - SHEPARD, F. P. - Submarine geology. New York, Harper and Brothers, 1948.
- 251 - \_\_\_\_\_ - Beach cycle in Southern California. Depto of the Army Corps of Engeneers. Beach Erosion Board. Tech. Memor. 20:1-26, 1950.
- 252 - \_\_\_\_\_ - Revised nomenclature for depositional coastal features. In: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 36(10):1.902-1.912, 1952.
- 253 - \_\_\_\_\_ - High-velocity turbidity currents-discussion. Proc. Royal Soc. A., 222:323-326, 1954a.
- 254 - \_\_\_\_\_ - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrol. 24(3):151-158, 1954b.
- 255 - \_\_\_\_\_ - Gulf Coast Barriers. In: Recent Sediments. Northwest Gulf of México. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, p. 338-384, 1960.
- 256 - \_\_\_\_\_ - Thirty five thousand years of sea level. In: Essay in Marine Geology in Honor of K. O. Emery, p. 1-10. Univ. of Southern California, 1963.
- 257 - \_\_\_\_\_ & DILL, R. F. - Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally. Chicago, 1966. 381 p.
- 258 - \_\_\_\_\_ & INMAN, D. L. - Nearshore circulation related to bottom topography and wave refraction. Trans. Am. Geoph. Union. 31(2):192-212, 1950.

- 259 - \_\_\_\_\_ & LAFOND, E. C. - Sand movements along the Scripps Institution pier. Am. Journ. Sci. 238:272-285, 1940.
- 260 - \_\_\_\_\_; SULLIVAN & WOOD - Greatly accelerated currents in submarine canyon head during optimum astronomical tide-producing conditions (separata sem informação do periódico). S/data.
- 261 - \_\_\_\_\_ & YOUNG, R. - Distinguishing between beach and dune sand. Journ. Sed. Petrol., 31:196-214. 1961.
- 262 - SHROCK, R. R. & TWENHOFEL, W. H. - Principles of invertebrate paleontology. 2ed. New York, McGraw-Hill Book Company Inc., 1953. 816 p.
- 263 - SILVA, L. C. - Geologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L. C. da & BORTOLUZZI, C. A. - Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina-E= 1:500.000. 11o Distrito DNPM/CRM, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987. 216 p.
- 264 - SILVA, L. C. & BORTOLUZZI, C. A. (eds) - Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina-E= 1:500.000. Florianópolis, DNPM/CRM, Coordenadoria de Recursos Minerais da Secretaria da Ciência e Tecnologia, Minas e Energia. 1987. 216 p.
- 265 - SIMONS, D. B.; RICHARDSON, E. V. & ALBERTSON, M. L. - Flume studies using medium sand (0,45 mm). U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1498-A:76. 1961.
- 266 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & NORDIN, C. F. Jr. - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists, Sp. Publ. 12:34-52, 1965a.
- 267 - \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_ & \_\_\_\_\_ - Forma generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. And Mineralogists, Sp. Publ. 12:34-52, 1965b.
- 268 - SMITH, H. T. U. - Physical effects of Pleistocene climatic change in nonglaciaded areas: eolian phenomena, frost action, and stream terracing. Geol. Soc. Am. Bull. 60:1485-1516, 1949.
- 269 - SMITH, N. D. - The braided stream depositional environment: comparison of the Platte river with some silurian clastic rocks, North-central Appalachians. Geol. Soc. Am. Bull., 81(10):2993-3013, 1970.

- 270 - SOKOLOW, N. A., Die Dünen: Bildung, Entwicklung und innerer Bau (German translation from Russian 4th ed., assisted by A. Arzruni): Berlin, Springer, 1894, 298 p.
- 271 - SOLGER, F. - Geologie der Diinen. In: Dünenbuch, Stuttgart, F. Enke, 1910.
- 272 - SPARKS, B.W. - Geomorphology. 3rd impression, Longmans, London, 1961.
- 273 - STAPOR, F. W. - Sediment loudgets on a compartimented low-to-moderate energy coast in northwest Florida. Marine Geology, 10:11-117. 1971.
- 274 - STRAHLER, A.N. & STRAHLER, H. A. - Environmental Geocience - Interation Between Natural Systems and Man. p. 411-426, 1973.
- 275 - SUGUIO, K. - Introdução à sedimentologia. São Paulo, Edgard Blücher/Editora da USP, 1973. 317p.
- 276 - \_\_\_\_\_ & BIGARELLA, J. J. - Ambientes de Sedimentação sua interpretação e importância: Ambiente Fluvial. Curitiba, Ed. da Universidade Federal do Paraná/Associação de Defesa e Educação Ambiental - ADEA, 1979. 112 p.
- 277 - \_\_\_\_\_ & MARTIN, L. - Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: Anais Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 1:295-305, 1976.
- 278 - \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M. & AZEVEDO, A. E. G. - Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geociências, São Pulo, 15(4):273-286, 1985.
- 279 - SUNDBORG, A. - The River Klaralven: a study of fluvial processes. Geograf. Ann. 38:127-316, 1956.
- 280 - SYKES, G. C. - The Colorado delta. Carnegie Inst. Wash. Publ., 460:193, 1937.
- 281 - TANNER, W. F. - Eolian ripple marks in sandstone. Jour. Sed. Petrology, 34(2):432-433, 1964.
- 282 - \_\_\_\_\_ - Late Cenozoic history and coastal Morphology of the Apalachicola River Region. Western Florida. Deltas in their geological framework. Houston. Geol. Soc. p. 83-97, 1966.
- 283 - \_\_\_\_\_ - Growth rates of Venezuelan beach ridges sediment. Geol., 6:215-220. 1971.

- 284 - \_\_\_\_\_ - Net kinetic energy in littoral transport. Science, 172:1.231-1.232. 1971a.
- 285 - THOMPSON, W. O. - Original structures of beaches, bars and dunes. Geol. Soc. Am. Bull. 48:723-752, 1937.
- 286 - THORNBURY, N. D. - Principles of geomorphology. New York, John Wiley & Sons, 1958. 118 p.
- 287 - TWENHOFEL, W. C. - A treatise on Sedimentation. 2nd. Ed, Baltimore, 1932.
- 288 - UFSM - Levantamento e reconhecimento dos solos do Estado de Santa Catarina. Santa Maria, SUDESUL, 1973. 2.v.
- 289 - VALVERDE, O. - Planalto meridional do Brasil. In: Congresso Internacional de Geografia, 18, Rio de Janeiro. Guia da excursão nº 9, Cons. Nac. de Geografia, 1957. 240 p.
- 290 - VELOSO, H. P. - Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal/Henrique Pimenta Veloso, Antonio Lourenço R. Rangel Filho, Jorge C. A. Lima. Rio de Janeiro, IBGE - Dep. de Rec. Nat. e Est. Ambientais, 1991. 124p.
- 291 - \_\_\_\_\_ & GOES FILHO, L. - Fitogeografia brasileira. Classificação fisionômico-ecológica da vegetação neotropical. Boletim Técnico Série Vegetação. Salvador, Projeto RADAMBRASIL, 1982. 80 p.
- 292 - VIEIRA, P. C. - Variações do nível marinho: alterações eustáticas no Quaternário. Rev. I. G., São Paulo, 2(1):39-58, jan/jun. 1981.
- 293 - VILLWOCK, J. A., TOMAZELLI, L. J., LOSS, E. L., DEHNHARDT, E. A., HORN, N. O., BACHI, F. A. & DEHNHARDT, B. A. - Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 4, 1986 (no prelo).
- 294 - VOLLBRECHT, K. - Die beziehungen zwischen windrichtung und materialversetzender Wellenergie, acta hydrophysica, 4(1):49-65, 1957.
- 295 - WALKER, J. R.; PALMER, R. Q. & KUKIA, J. K. - Recreational surfing on Hawaiian reefs. Am. Soc. Civil Engrs. Proc. 13th. Conf. On Coastal Eng., 1972.
- 296 - WHEELER, W. H. - The sea coast: destruction: littoral-drift: protection. London, 1902. 361 p.
- 297 - WENTWORTH, C. K. - A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology. (30):377-392, 1922.
- 298 - WILLIAMS, E., Intra-stratal flow and convolute folding. Geol. Magaz., 97:208-214, 1960.

- 299 - WILSON, I.G. - Aeolian bedforms; their development and origins. Sedimentology, 19(3/4):173-210, 1972.
- 300 - WRIGHT Jr., H. E. - Late Pleistocene climate of Europe: A review. Geol. Soc. Amer. Bull. 72:933-984, 1961.
- 301 - ZENKOVICH, V. P. - Processes of coastal development. London, Oliver & Boyd, 1967. 738 p.
- 302 - ZEUNER, F. E. - Pleistocene shorelines. Geol. Rundschau, 40:39-50, 1952.

## ANEXOS

### Anexo 1:

Relatório descritivo da área de estudo, datado do Século XVIII, com sugestões referentes à sua ocupação. Acompanha esboço da área.

"O Campo de Arassatuba, vai demonstrado no Dezenho incluzo, signalado com as Letras N. N.

O seu maior cumprimento em huma linha de Norte a Sul, he de 3650 Brasas, do porto do Escaler C, até a margem do Rio Embahú G. A sua largura em parte he maior, e em outra menor, como mostra o mesmo Dezenho.

Pela parte do Norte e Leste, he dividido pelo Mar, A, B, C, D, E. Pela parte de Oeste, se divide com o Rio dos fugidos A, e com hum Panatano impenetravel M. N. E pelo Sul, com o Rio da Madre H, e Rio de Embahú G.

Dentro destas divizoens se acha o Lugar da Guarda de Embahú F, cituada em 50 Brasas de terra em quadro, que se tirarão da data de José Furtado, a quem forão concédidas 300 Brasas de frente, com 1000 de fundos, mais ou menos; as quais chegão até a linha de pontilhos.

Tambem se acha incluído no mesmo Campo hum Morrete de Matto L, que foi concedido a Manoel da Roza de Freitas já falecido: E nos fundos do dito Campo, Letra U, se acha tambem estabelecido João Fernandes em terras de Matto.

O Referido Campo tem dentro em si, em varias partes, alguns Capoens de Matto, que sendo cultivados, não só podem produzir Mandioca, Milho, Feijão, como depois excelente campo de bom pasto. Tambem tem varios Faxinaes, e Tiriricaes, que perseguindo-se com fogo, podem muito bem aumentar o campo.

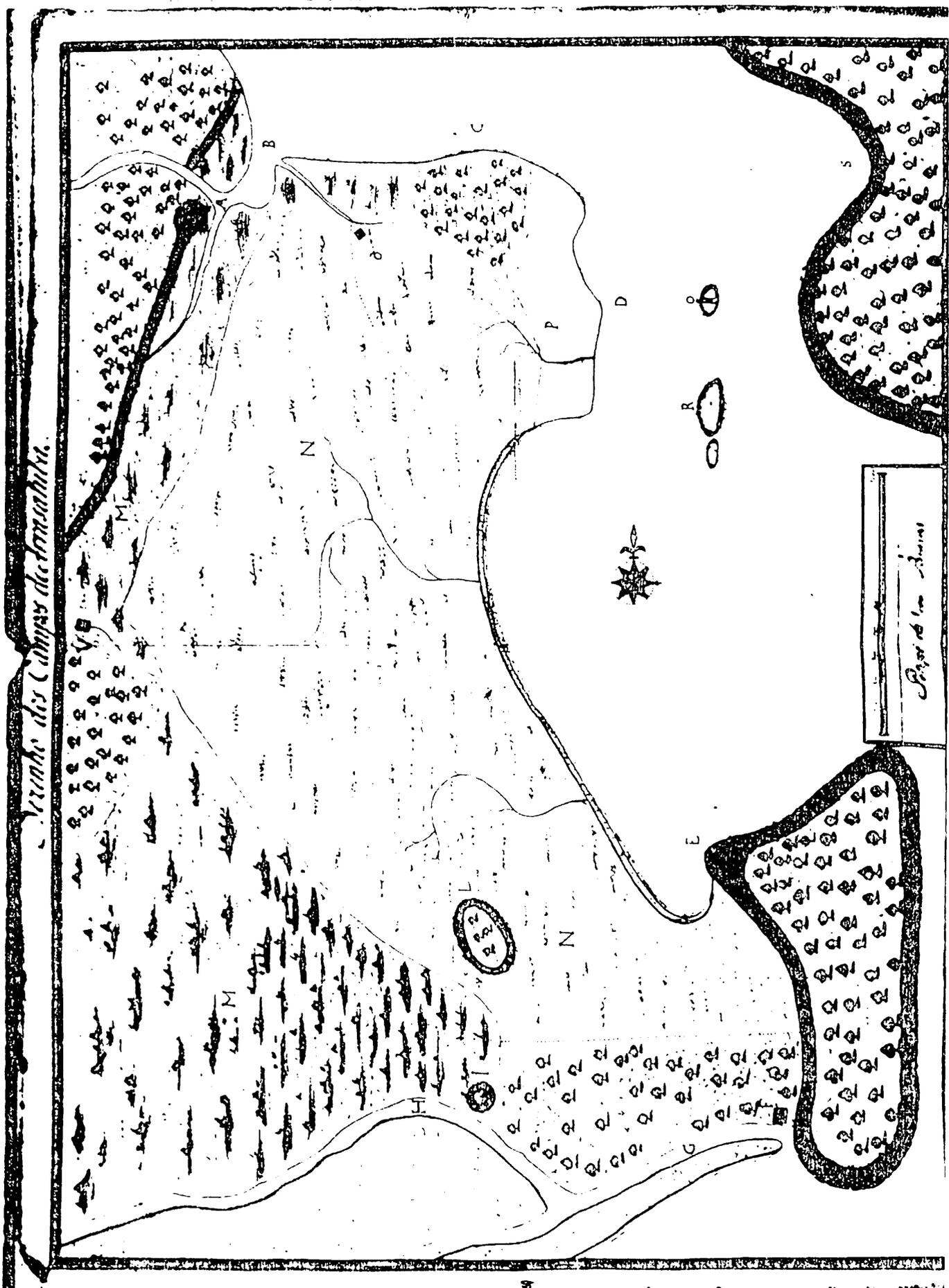
No Estado em que actualmênte se acha o Referido Campo, podem introduzier-se nelle até 500 Vacas, e alem destas os Touros Competentes para a sua produção; e Animaes mansos para o seu costeio, sendo preciso para isso hum Capatás e tres Piaens.

Devem haver tres Rodeios diferentes para os gados. O 1º no lugar da Estancia, Letra O - o 2º no Rincão denominado Capivari merim ao pé do Morrete L - o 3º no lugar denominado Rincão de dentro, junto ás terras de João Fernandes, Letra U, advertindo que este ultimo Rincão, só serve para engordar, e não para criar, porque morrem as crias, segundo as informações que há.

Dentro do mesmo Campo há sufficiente quantidade de agoa para os gados, em diferentes partes e a pequenas distancias.

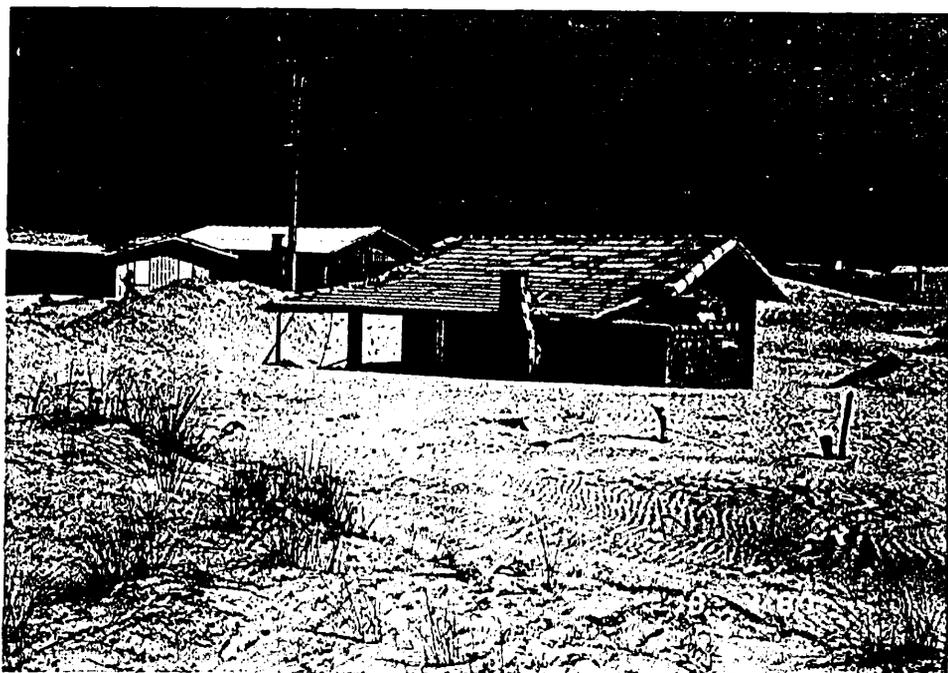
Villa de N. Snr.<sup>a</sup> do Desterro da Ilha de Santa Catharina a 20 de Abril de 1798.

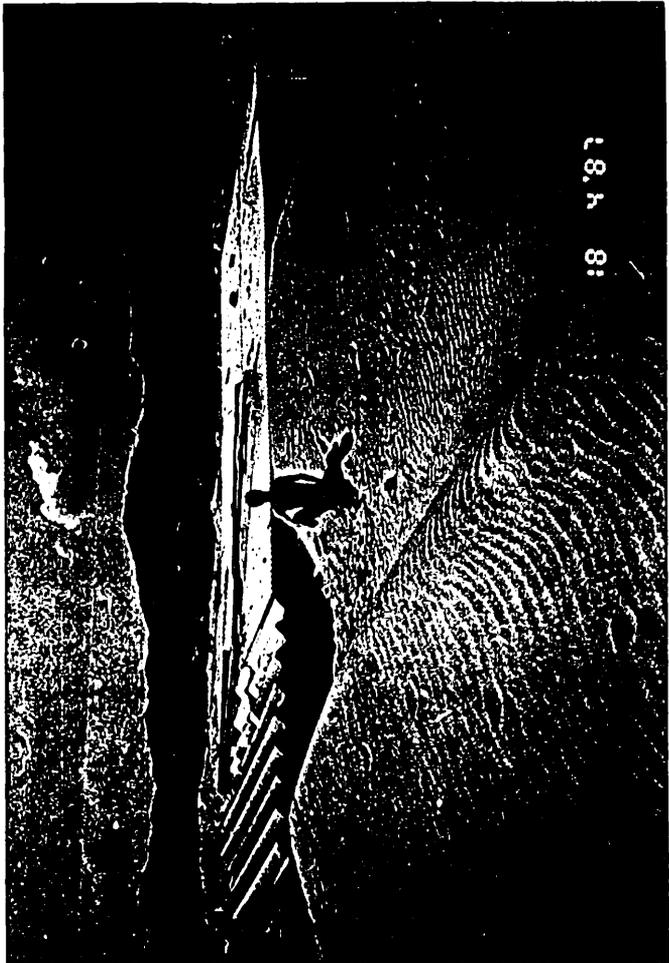
João Alberto de Mir. da Rib.º



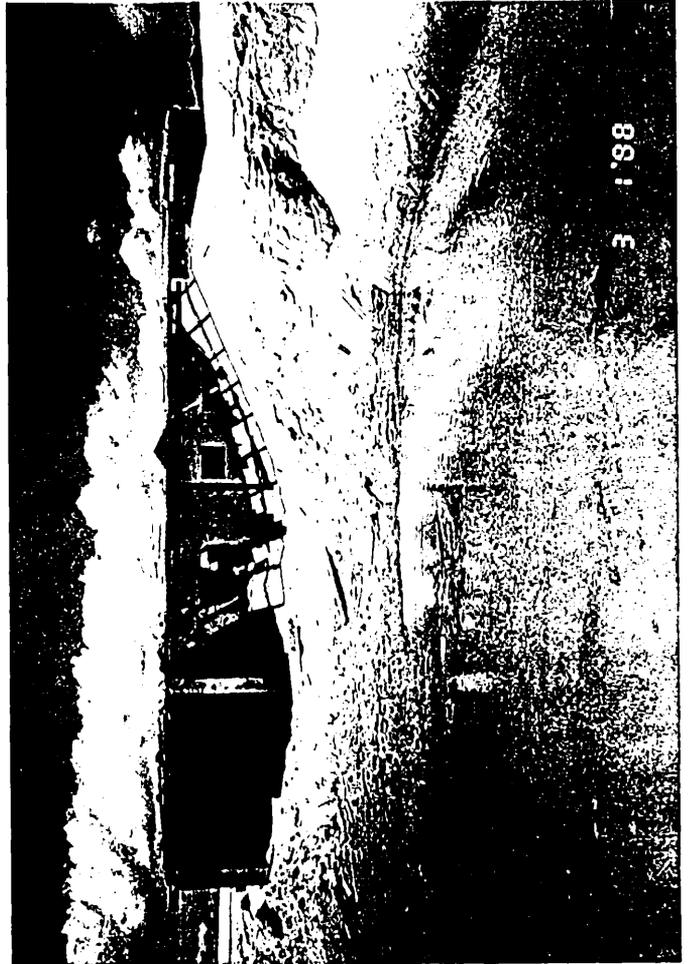
Anexo 2:

Fotos - Soterramento de casas de veraneio, pelas dunas, na Praia de Sonho (Tombolo dos Papagaios Grande).





8 4 '87

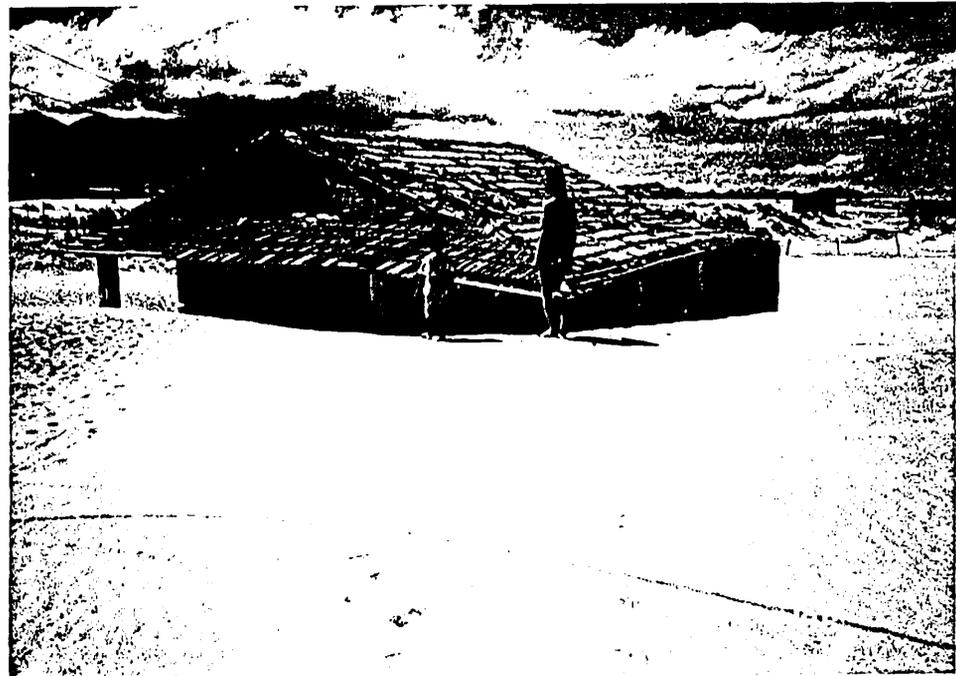


88.1 E



8 4 '87







**MAPA GEOMORFOLÓGICO**

MAPA ELABORADO POR RODOLPHO DOUBEK E MODIFICADO POR MAGALY MENDONÇA (DISSERTAÇÃO DE MESTRADO)

Origem e evolução da planície do campo de ARAÇATUBA - PALHOÇA, SC

**LEGENDA**

**FORMAÇÕES COSTEIRAS**

- |   |                    |   |                  |
|---|--------------------|---|------------------|
|  | Morros cristalinos |  | Desnivelamento   |
|  | Duna móvel         |  | Brejos           |
|  | Duna fixa          |  | Planície de maré |
|  | Restingas          |  | Banco submerso   |
|  | Arcos de meandro   |   |                  |

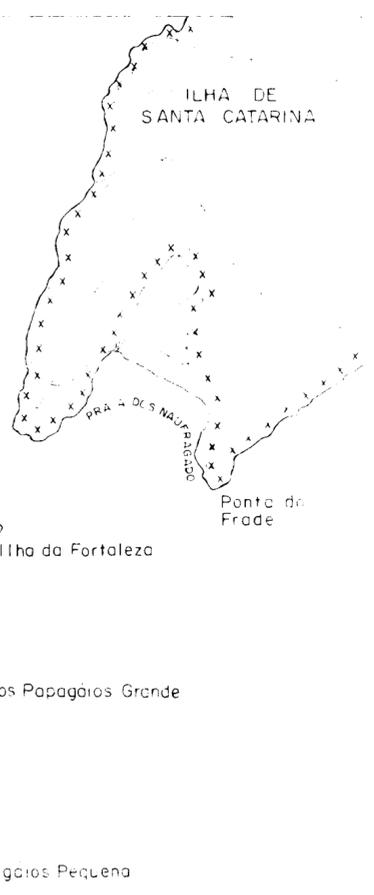
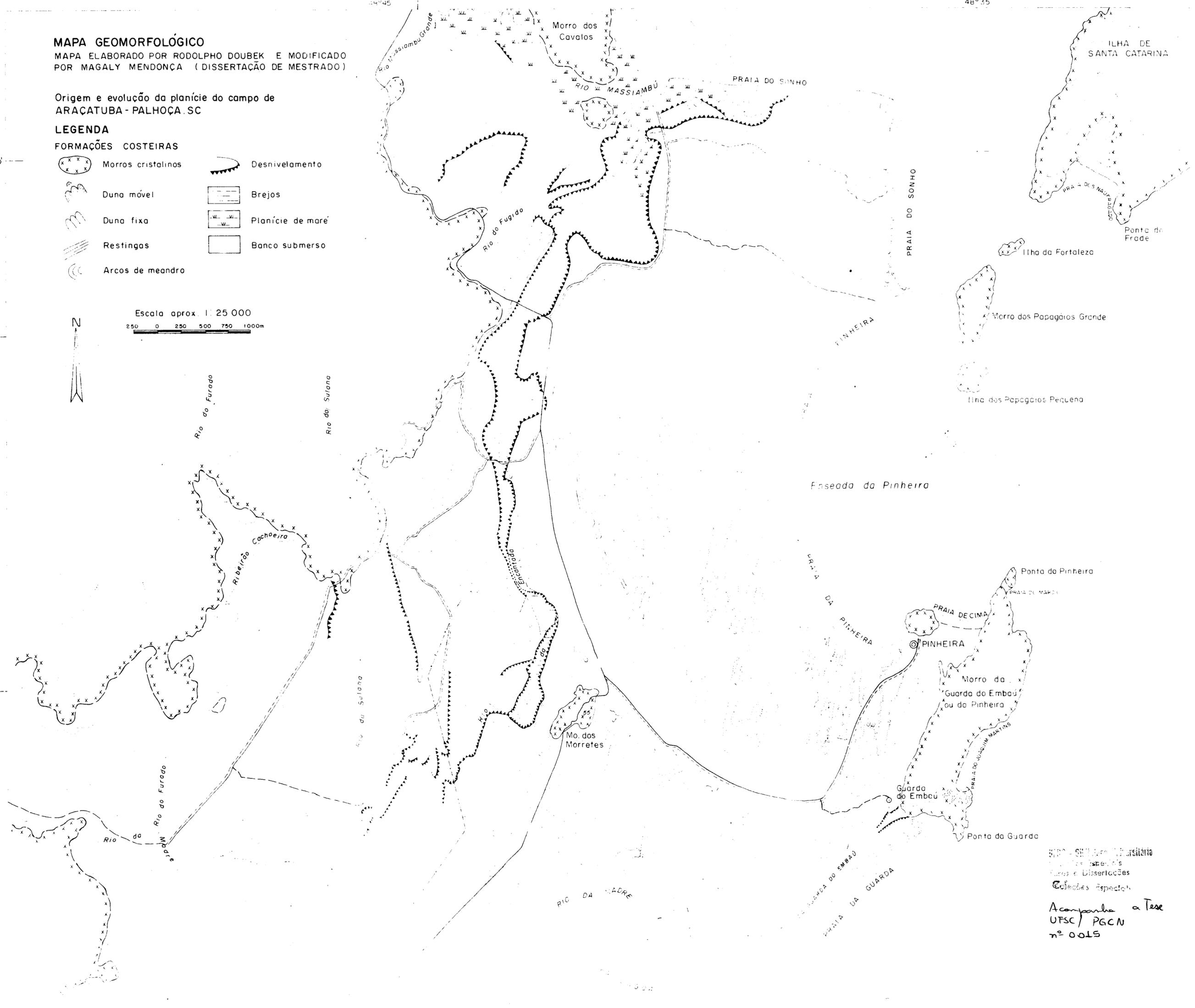
Escala aprox. 1:25 000  
 250 0 250 500 750 1000m



27°50'

48°45'

48°35'



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
 INSTITUTO DE GEOGRAFIA  
 CURSOS DE LICENCIATURA E DE PÓS-GRADUAÇÃO  
 COLEÇÃO DE TRABALHOS ACADÊMICOS  
 Acompanhe a Tese  
 UFSC / PGCN  
 nº 0015