UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

As abordagens sistêmica e do equilíbrio dinâmico na análise da fragilidade ambiental do litoral do estado de São Paulo: contribuição à geomorfologia das planícies costeiras

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geografia.
Orientador: Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross.

MARISA DE SOUTO MATOS FIERZ

SÃO PAULO
2008

MARISA DE SOUTO MATOS FIERZ

As abordagens sistêmica e do equilíbrio dinâmico na análise da fragilidade ambiental do litoral do estado de São Paulo: Contribuição à geomorfologia das planícies costeiras

Tese apresentada ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geografia.

_____
Nome – Professor orientador
Prof. Dr.Jurandyr Luciano Sanches Ross

_____
Nome – Professora convidada
Prof. Dr.Cleide Rodrigues

_____
Nome – Professora convidada
Prof. Dr.Claudia Camara do Vale

_____
Nome – Professor convidado
Prof. Dr.Adilson Avansi Abreu

_____
Nome – Professor convidado
Prof. Dr.Moyses Gonçalez Tessler

São Paulo, _____ de _____ de 2008.

AGRADECIMENTOS

Considero este momento da tese um dos mais importantes porque agradecer é uma das melhores atitudes do ser humano. Muito obrigada!

Em primeiro lugar ao meu grande amigo e orientador Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross, pela confiança e orientação imprescindíveis.

À amiga Profª. Dr. Claudia Câmara do Vale pelas conversas, trocas de idéias, desabafos...

Ao Prof. Dr. Moyses Gonçalez Tessler, pelas contribuições no exame de qualificação, pelos ensinamentos desde a graduação, no mestrado e pelas indicações primordiais e também pela amizade.

À Profª. Dra.Cleide Rodrigues, pelas contribuições na qualificação, pelo incentivo e amizade.

Ao Prof. Dr. Adilson Avansi Abreu, pelas ricas conversas que muito me auxiliaram.

Ao prof. Dr. Emerson Galvani, pelo incentivo e empenho na coordenação da pós-graduação.

À Profª. Drª. Roseli Pacheco Dias Ferreira, pelos ensinamentos de aerofotogeografia, sensoriamento remoto e pedologia na graduação, que me acompanharão eternamente, e pela disposição em ajudar.

À Profª. Drª . Sueli Angelo Furlan, que, desde a graduação, fez-me ver a Terra com outros olhos, por meio de suas aulas, da indicação do livro **As eras de Gaia** e pelos trabalhos em conjunto muito prazerosos, que só nos tornam mais unidos.

Ao Prof. Dr. Ricardo Augusto Felicio, pelos auxílios meteorológicos pré-campo e conselhos de amigo que muito me auxiliaram nesta etapa final da pesquisa.

À pesquisadora Profª Drª. Lidia Tominaga, do Instituto geológico pelo material cartográfico e pela amizade e ao amigo Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira pelo incentivo e disposição e apoio amigo.

Ao Prof. Dr. Jorge Porsani do IAG Instituto Astronomico e Geofísico, que possibilitou a investigação do solo com o GPR.

À geógrafa Mestre Giorgia Limnios pela finalização dos meus mapas e pela amizade. Ao engenheiro agrônomo mestre Eduardo Rosa pelos auxílios com os perfis topográficos.

Aos geógrafos que me auxiliaram ao menos em um trabalho de campo: Francisco Gomes Tupy, Jaqueline, Rodrigo Pacheco, Roberto Vervloet, Maria Cristina Lima, msc. Fernando Villela, Marcos Pinheiro,

Aos amigos: Isabel Cristina Moroz e José Mariano Caccia Gouveia, Natalia Golubeff pelas conversas descontraídas e disponibilidade.

Aos meus amiguinhos, amigões Leonardo Takei Kawata (aluno de graduação) e Luciana Cordeiro da Silva (aluna de mestrado), pela ajuda nos trabalhos de campo, sem a qual esse trabalho não teria sido tão prazeroso. Muitíssimo obrigada, queridos!

Ao meu braço direito do Laboratório de Geomorfologia. Leo, Mutu, Mutuca, leopardo (Leonardo Takei Kawata), você é muito jovem, mas sabe agir como uma pessoa responsável, quando quer, claro! Você foi primordial durante esse meu caminho. Como eu disse várias vezes, não há como pagar tanta boa vontade, nos trabalhos de campo, por auxiliar na elaboração de gráficos de chuva e editar figuras ou qualquer outro trabalho. Você foi um estagiário exemplar. Conte sempre comigo!

Aos colegas funcionários e professores do Departamento de Geografia e aos alunos de graduação e pós.

Ao Marcos Roberto Pinheiro do laboratório de Pedologia, pelo empréstimo dos instrumentos utilizados em campo e pelo auxílio em um dos campos.

Aos colegas e amigos professores e alunos da Fundação Santo André: Isabel Alvarez, Cecília Cardoso, Mariano Caccia Gouveia, Glória Castro, Flavia Ulian, Clézio dos Santos.

Ao estagiário Alex da Silva Sousa, pelos auxílios na edição de figuras.

A todos da minha família, meus pais, irmãos, Dalmo, D. Juraci, pelos sacrifícios, Não cabe descrevê-los aqui, senão ocupariam muitas linhas. Obrigada pelo apoio incondicional!

À Millena, minha filha querida. Saiba que cada minuto longe só aumentou, ainda mais, a vontade de ficar perto de você.

Este verso, apenas um arabesco
em torno do elemento essencial – inatingível.
Fogem nuvens de verão, passam ares, navios, ondas,
e teu rosto é quase um espelho onde brinca o incerto movimento,
ai! já brincou, e tudo se fez imóvel, quantidades e quantidades
de sono se depositam sobre a terra esfacelada.
Não mais o desejo de explicar, e múltiplas palavras em feixe
subindo, e o espírito que escolhe, o olho que visita, a música
feita de depurações e depurações, a delicada modelagem
de um cristal de mil suspiros límpidos e frígidos: não mais
que um arabesco, apenas um arabesco
abraça as coisas, sem reduzi-las.

Carlos Drummond de Andrade, Fragilidade.
In _____. *Rosa do povo*. 21. ed. Rio de
Janeiro: Record, 2000.

Ao Universo pelas energias positivas e as negativas também, sem as quais não haveria o que superar...

RESUMO

A presente pesquisa tem como objetivo principal avaliar, por meio da abordagem sistêmica e do equilíbrio dinâmico, as diferenças de configurações geológicas e geomorfológicas e de fragilidade nos variados compartimentos geomorfológicos ao longo das planícies costeiras na enseada da Fortaleza, em Ubatuba, litoral norte de São Paulo e região de Peruíbe-Itanhaém, litoral centro-sul de São Paulo. Essas diferenças de configurações morfológicas são resultantes de processos pretéritos e do arcabouço geológico que sustentam as formas manifestadas na paisagem, moldadas pelos processos que atuam como agentes modeladores e de manutenção do equilíbrio dinâmico dessas formas. O equilíbrio dinâmico, nos moldes ecogeográficos de Tricart (1977), é mantido pela cobertura vegetal que pode manter constantes os processos de morfogênese e pedogênese ao longo da planície costeira que constituída de material friável, areias finas a muito finas que lhes conferem, a princípio, um caráter de fragilidade intrínseca. O equilíbrio dinâmico nos moldes geomorfológicos de Hack (1960, 1965) é mantido pela variação da resistência dos materiais que compõem o relevo, sustentando as formas. Essas duas abordagens auxiliaram na determinação da fragilidade ambiental, que é identificada e representada, sobretudo, pelas variações de resistência entre os diversos compartimentos ou subsistemas geomorfológicos mapeados ao longo da planície. Entretanto, em alguns trechos da planície costeira, sobretudo no litoral sul, onde o solo do tipo espodossolo apresenta horizonte B espódico também denominado, nesta tese, de fragipã (?), cuja principal característica é de caráter endurecido pela composição de ácidos húmicos e fúlvicos, retidos ali pelo processo de podzolização. Nestes trechos, os testes de resistência resultaram em poucos impactos de penetração ou nulos. O horizonte B espódico rígido, destarte a classificação da fragilidade ambiental obteve diversidades influenciadas pelas características desses trechos de espodossolos e por apresentarem interferências diretas nos processos de mudanças dos níveis topográficos.

ABSTRACT

The principal aim of this research, based on the Systems Approach and on the Dynamic Equilibrium, is to evaluate geological and geomorphologic different configurations and environmental fragility on the several geomorphologic topographic features in the coastal plains of Fortaleza bay in Ubatuba, located in the north coast of São Paulo and Peruíbe-Itanhaém area, located in center-southern coast of the São Paulo State.These morphological configurations differences are result of the geologic past processes and the geologic structure that sustain the stamped landscapes forms by active processes that behave as modeling agents and of maintenance of the dynamic equilibrium of this forms.The dynamic equilibrium by ecogeography principles of Tricart (1977) is maintained by the vegetal cover that prolong constant the process of morphogenesis and pedogenesis for all coastal plain that is mainly formed by material, thin to very thin sand particles that gives the region character of intensive fragility.The dynamic equilibrium on the geomorphologic models of Hack (1960, 1965) is maintained by the materials' resistance variation that composes the relief's forms. These both examples help in the determination of the environmental fragility that is identified and represented, mainly by the variations of the resistance among the various compartments geomorphologic or subsystems mapped throughout coastal plain. In some parts of the coastal plain, mainly in the south shore, where the kind of soil is Espodossoil presents level B espodic, also denominated as fragipã (?), which the principal characteristic is present by the character hardened by the composition of the humic and fulvic acids, retained there by the podzolization process. In these places the resistance tests resulted in few or null impacts penetration. The hardened level B espodic, regardless classification of the environmental fragility, showed direct interferences in the process of the changes on the topographic levels.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 LOCALIZAÇÃO DO ESTADO NO PAÍS E DAS TRÊS ÁREAS NO ESTADO DE SÃO PAULO 11
FIGURA 2 FLUXOGRAMA DAS ETAPAS DA PESQUISA 14
FIGURA 3. FLUXOGRAMA DA ETAPA DE GABINETE I 16
FIGURA 4. FLUXOGRAMA DA ETAPA DE CAMPO 18
FIGURA 5. FLUXOGRAMA DA ETAPA DE LABORATÓRIO 20
FIGURA 6. FLUXOGRAMA DA ETAPA DE GABINETE II 24
FIGURA 7. COMPLEXIDADE ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DISTINTOS 46
FIGURA 8. CONCEITUALIZAÇÃO REGIONAL INTEGRADA, SOB A PERSPECTIVA ECOLÓGICA; 55
FIGURA 9. DIAGRAMA ILUSTRANDO A MUDANÇA DO GRADIENTE DO CANAL EM DIFERENTES 77
FIGURA 10. MODIFICAÇÃO DO CONCEITO DE CICLO GEOMÓRFICO 81
FIGURA 11. EQUILÍBRIO DINÂMICO MANTIDO NOS DIFERENTES PANORAMAS TOPOGRÁFICOS, DETERMINADO 83
FIGURA 12. EQUILÍBRIO DINÂMICO 88
FIGURA 13. PERFIS FLUVIAIS ESQUEMÁTICOS PARA DETERMINADA AMPLITUDE ALTIMÉTRICA, ... 88
FIGURA 14. PRINCÍPIOS BÁSICOS DA GEOMORFOLOGIA 92
FIGURA 15. FLUXOGRAMA FRAGILIDADE *VERSUS* EQUILÍBRIO DINÂMICO 94
FIGURA 16. NÍVEIS DE ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA 100
FIGURA 17. TAXONOMIA DO RELEVO 104
FIGURA 18. PENETRÔMETRO DE IMPACTOS 116
FIGURA 19. ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO SITUANDO AS FAIXAS DE FREQÜÊNCIAS DE TRABALHO DE DIVERSAS TECNOLOGIAS .. 118
FIGURA 20. PRINCÍPIO DE FORMAÇÃO DA IMAGEM NO GPR – SIMILAR AO 120
FIGURA 21. AMOSTRA DO TIPO DE ENSEADA DE FORMAS ASSIMÉTRICAS 123
FIGURA 22. REPRESENTAÇÃO DO MODELO PARABÓLICO 124
FIGURA 23. COMPRIMENTO DO RO 127
FIGURA 24. BUSCA DO VALOR DO ÂNGULO β 129
FIGURA 25. LOCALIZAÇÃO DA LINHA TEÓRICA DE COSTA 130
FIGURA 26. FRAGMENTAÇÃO DO PANGEA 135
FIGURA 27. EVOLUÇÃO TECTÔNICA ESQUEMÁTICA DAS MARGENS CONTINENTAIS DO BRASIL ORIENTALE ÁFRICA OCIDENTAL 137
FIGURA 28. DRENAGEM COM PADRÃO DÔMICO 138
FIGURA 29. SISTEMA DE VENTOS PARA UMA TERRA HIPOTETICAMENTE RECOBERTA INTEIRAMENTE POR OCEANOS, MOSTRANDO OS MAIORES CINTURÕES DE VENTOS E REGIÕES DE ELEVAÇÃO E DESCIDA DE AR. 141
FIGURA 30. PRINCIPAIS CORRENTES SUPERFICIAIS OCEÂNICAS E AS MAIORES REGIÕES DE CONVERGÊNCIA (LINHA INTERROMPIDA), ONDE CA = CONVERGÊNCIA ÁRTICA, CS = CONVERGÊNCIA SUBTROPICAL, CT = CONVERGÊNCIA TROPICAL E CN = CONVERGÊNCIA. 141
FIGURA 31. CORRENTES OCEÂNICAS 142
FIGURA 32. MODELO DE CIRCULAÇÃO DE UM OCEANO IDEAL (FLECHAS ESCURAS), ... 143
FIGURA 33. REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO GIRO SUBTROPICAL NO ATLÂNTICO SUL 144
FIGURA 34. CIRCULAÇÃO E MASSAS D'ÁGUA NO SUL E SUDESTE DO BRASIL 144
FIGURA 35. CIRCULAÇÃO DAS MASSAS D'ÁGUA NO VERÃO 146
FIGURA 36. CIRCULAÇÃO DAS MASSAS D'ÁGUA NO INVERNO 146
FIGURA 37. SISTEMA DE CIRCULAÇÃO PROFUNDA DO OCEANO ATLÂNTICO 147
FIGURA 38. ESTRUTURA OCEANOGRÁFICA NA REGIÃO SUDESTE-SUL BRASILEIRA NA ÉPOCA DE VERÃO 148
FIGURA 39. PERFIL DAS MASSAS D'ÁGUA ATUANTES NA COSTA BRASILEIRA NO INVERNO E NO VERÃO 149
FIGURA 40. FATORES QUE INFLUENCIAM AS MUDANÇAS RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR 152
FIGURA 41. SEQÜÊNCIA DE QUATRO TERRAÇOS MARINHOS, CONSTITUINDO SISTEMAS DE ILHAS BARREIRAS E LAGUNAS FORMADOS SOB CONDIÇÕES DE SISTEMAS MARINHOS MAIS ALTOS QUE O ATUAL 156
FIGURA 42. CURVAS DAS VARIAÇÕES RELATIVAS DO 157
FIGURA 43. EM DESTAQUE AS CURVAS DAS VARIAÇÕES RELATIVAS DOS 158
FIGURA 44. VARIAÇÕES RELATIVA DO NÍVEL DO MAR (SANTOS, SP) 160
FIGURA 45. ESTÁGIOS EVOLUTIVOS DAS TRANSGRESSÕES E REGRESSÕES 160
FIGURA 46. DIVISÃO DO PERÍODO QUATERNÁRIO DA ERA CENOZÓICA 161
FIGURA 47. REGRA DE BRUUN 162
FIGURA 48. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL 1:750.000 165
FIGURA 49. PERFIL DA SERRA DO MAR (ADAPTADO) 166

FIGURA 50. FORMAÇÃO DA SERRA DO MAR 168
FIGURA 51. MAPA GEOMORFOLÓGICO REGIONAL DO ESTADO DE SÃO PAULO. 172
FIGURA 52. PERFIL DA PLANÍCIE COSTEIRA (ADAPTADO) 175
FIGURA 53. ESQUEMA ILUSTRATIVO DE UMA 178
FIGURA 54. ESQUEMA ILUSTRATIVO DE UMA 178
FIGURA 55 E 56. FORMAÇÃO DE CRISTAS PRAIAIS (*BEACH RIDGES*) COM BASE EM CRISTAS DE PÓS-PRAIA (*BACKSHORE*) / FORMAÇÃO DE CRISTAS PRAIAIS COM BASE EM BARRAS DE ANTEPRAIA (*FORESHORE*) 179
FIGURA 57. PERFIL TRANSVERSAL TÍPICO E SUAS COMPARTIMENTAÇÕES 182
FIGURA 58. PERFIL DE CLASSIFICAÇÃO DA ÁREA SUBMERSA MARINHA 182
FIGURA 59. MAPA PEDOLÓGICO REGIONAL, 1:500.000, BAIXADA SANTISTA 192
FIGURA 60. MAPA PEDOLÓGICO REGIONAL, 1:500.000, UBATUBA 193
FIGURA 61. SEÇÃO-TIPO DE DISTRIBUIÇÃO DE FISIONOMIAS DE *VEGETAÇÃO DE RESTINGA* E SUBSTRATO GEOLÓGICO ASSOCIADO PARA O LITORAL PAULISTA 203
FIGURA 62. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ENSEADA DA FORTALEZA – IMAGEM SRTM. FONTE: NASA (2008). 211
FIGURA 63. MAPA DE USO DA TERRA DA ENSEADA DA FORTALEZA E SEU ENTORNO 214
FIGURA 64. MAPA DE VEGETAÇÃO DO ENTORNO DA ENSEADA DA FORTALEZA 217
FIGURA 65. MAPA GEOMORFOLÓGICO INTEGRADO E EQUILÍBRIO DINÂMICO DA ÁREA 1 – ENSEADA DA FORTALEZA 226
FIGURA 66. LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DO CAMPO EM UBATUBA 234
FIGURA 67. LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS NA ENSEADA DA FORTALEZA (ANEXOS DE 1 A 11) 235
FIGURA 68. IMAGEM DA VISTA AÉREA DO MNT E 236
FIGURA 69. MAPA DA FRAGILIDADE AMBIENTAL DA ENSEADA DA FORTALEZA 252
FIGURA 70- IMAGEM SRTM, GUARAÚ, PERUÍBE_ITANHAÉM FONTE: IMAGENS SRTM, NASA. 254
FIGURA 71- MAPA DE USO DA TERRA DO GUARAÚ E ENSEADA PERUÍBE /ITANHAÉM 256
FIGURA 72. MAPA DE VEGETAÇÃO DO GUARAÚ E ENSEADA PERUÍBE/ITANHAÉM 260
FIGURA 73.MAPA DO EQUILÍBRIO DINÂMICO E A FITOESTASIA DO GUARAÚ E ENSEADA PERUÍBE/ITANHAÉM 262
FIGURA 74. MAPA GEOMORFOLÓGICO INTEGRADO E EQUILÍBRIO DINÂMICO DE GUARAÚ E ENSEADA PERUÍBE/ITANHAÉM 269
FIGURA 75. TRECHOS DE CAMPO 270
FIGURA 76. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 5 271
FIGURA 77. LOCALIZAÇÃO DOS PERFIL NA PLANÍCIE COSTEIRA 272
FIGURA 78. IMAGEM 3D DA ENSEADA DO GUARAÚ 272
FIGURA 79. PERFIL DO SOLO DA FORMAÇÃO CANANÉIA 274
FIGURA 80. SERRA, PLANÍCIE COSTEIRA E PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DA ENSEADA PERUÍBE-ITANHAÉM 278
FIGURA 81. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 1 – ITANHAÉM 279
FIGURA 82. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 2 284
FIGURA 83. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 3 – PERUÍBE 293
FIGURA 84. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 4 298
FIGURA 85. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 6 301
FIGURA 86. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 7 305
FIGURA 87. LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS 309
FIGURA 88. IMAGEM 3D DE PARTE DA PLANÍCIE COSTEIRA DE PERUÍBE 309
FIGURA 89. LOCALIZAÇÃO DO TRECHO 8 310
FIGURA 90. LOCALIZAÇÃO DOS TRANSECTOS NA ENSEADA FIGURA 91. LOCALIZAÇÃO DOS TRANSECTOS NA PLANÍCIE 317
FIGURA 92. FOTOGRAFIA AÉREA COM LOCALIZAÇÃO DOS TRANSECTOS REALIZADOS COM GPR 317
FIGURA 93. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) 0 A 160 – ANTENA DE 70 MGHZ 319
FIGURA 94. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO)- 0 A 160 M – ANTENA DE 200 MGHZ 320
FIGURA 95. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) – 140 A 280M – ANTENA DE 70 MGHZ 320
FIGURA 96. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) – 160 A 320 M – ANTENA DE 200 MGHZ 321
FIGURA 97. CONTINUAÇÃO DO PERFIL 1- 280 A 450M – ANTENA DE 70 MGHZ 321
FIGURA 98. IMAGEM DE CONTINUAÇÃO DO PERFIL 1 - 300 A 440 M – ANTENA DE 200 MGHZ 322
FIGURA 99. PERFIL 1 CONTINUAÇÃO - 440 A 580 – ANTENA DE 70 MGHZ 322
FIGURA 100. PERFIL 1 CONTINUAÇÃO - 420 A 560 - ANTENA DE 200 MGHZ 323
FIGURA 101. PERFIL 1(CONTINUAÇÃO) - 560 A 700 – ANTENA DE 70 MGHZ 323
FIGURA 102. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) - 580 A 720 – ANTENA DE 200 MGHZ 323
FIGURA 103. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) - 700 A 840 – ANTENA DE 70 MGHZ 324
FIGURA 104. PERFIL 1 (CONTINUAÇÃO) – 700 A 840 – ANTENA DE 200 MGHZ 324
FIGURA 105. PERFIL – 0 A 160 METROS – ANTENA DE 70 MGHZ 325

FIGURA 106.PERFIL 2 – 0 -160 METROS – ANTENA DE 200 MGHZ 325
FIGURA 107. PERFIL 2 (CONT.) – 140 A 280 M – ANTENA DE 70 MGHZ 326
FIGURA 108, PERFIL 2 (CONT.) – 140 A 280 M – ANTENA DE 200 MGHZ 326
FIGURA 109. PERFIL 2 (CONT.) – 280 A 420 M – ANTENA DE 70 MGHZ 326
FIGURA 110. PERFIL 2 – 280 A 420 M – ANTENA DE 200 MGHZ 327
FIGURA 111. PERFIL 2 (CONT.) – 340 A 480 M – ANTENA DE 70 MGHZ 327
FIGURA 112. PERFIL 2 (CONT) – 340 A 480 M – ANTENA DE 200 MGHZ 327
FIGURA 113. PERFIL 3 – 0 A 160 M – ANTENA DE 70 MGHZ 328
FIGURA 114. PERFIL 3 – 0 A 160 M – ANTENA DE 200 MGHZ 328
FIGURA 115. PERFIL 3 – 140 A 280 – ANTENA DE 70 MGHZ 329
FIGURA 116, PERFIL 3 – 140 A 280 – ANTENA DE 200 MGHZ 329
FIGURA 117. PERFIL 4 – 0 A 60M – ANTENA DE 70 MGHZ 330
FIGURA 118. PERFIL 4 – 0 A 60 M – ANTENA DE 200 MGHZ 330
FIGURA 119. PERFIL 5 – 0 A 160 M – ANTENA DE 70 MGHZ 330
FIGURA 120. PERFIL 5 – 0 A 140 M – ANTENA DE 200 MGHZ 331
FIGURA 121. PERFIL 5 – 140 A 280 M – ANTENA DE 70 MGHZ 331
FIGURA 122. PERFIL 5 – 140 A 180 M – ANTENA DE 200 MGHZ 331
FIGURA 123. PERFIL 5 – 200 A 340 M – ANTENA DE 70 MGHZ 332
FIGURA 124. PERFIL 5.200 A 340 M – ANTENA DE 200 MGHZ 332
FIGURA 125. MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS GEOLÓGICOS 334
FIGURAS 126 E 127. SECÇÃO GEOLÓGICA DE TODA A ENSEADA 334
FIGURAS 128 E 129. PERFIL 2 DA PLANÍCIE COSTEIRA. FONTE: DAEE (1979) 335
FIGURA 130. MAPA DA FRAGILIDADE AMBIENTAL DA REGIÃO DE PERUÍBE-ITANHAÉM 341
FIGURA 131. FLUXOGRAMA DE REPRESENTAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE EQUILÍBRIO DINÂMICO E FRAGILIDADE AMBIENTAL 361
FIGURA 132. FLUXOGRAMA DA RELAÇÃO FRAGILIDADE *VERSUS* EQUILÍBRIO DINÂMICO 363

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1. PLUVIOSIDADE EM PERUÍBE DE 1963 A 2003 188
GRÁFICO 2. PLUVIOSIDADE EM ITANHÉM DE 1938 A 2004 188
GRÁFICO 3. PLUVIOSIDADE EM MONGAGUÁ DE 1937 A 2003 189
GRÁFICO 4. PLUVIOSIDADE EM UBATUBA DE 1945 A 2000 190
GRÁFICO 5. RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS NA ENSEADA DA PRAIA DURA – UBATUBA- PENETRÔMETRO DE IMPACTO 237
GRÁFICO 6.RESISTÊNCIA NA ENSEADA DA PRAIA DURA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 238
GRÁFICO 7.RESISTÊNCIA NA ENSEADA DA PRAIA DURA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 238
GRÁFICO 8.RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS NA PRAIA DURA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 239
GRÁFICO 9.RESISTENCIA DOS MATERIAIS NA PRAIA DURA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 239
GRÁFICO 10.RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS NA ENSEADA DA PRAIA DURA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 240
GRÁFICO 11. GRANULOMETRIA DA ENSEADA DA FORTALEZA E SEU ENTORNO 241
GRÁFICO 12. DADOS DE RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS NA PRAIA DO LÁZARO – UBATUBA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 242
GRÁFICO 13. GRANULOMETRIA DA PRAIA DO LÁZARO – UBATUBA 242
GRÁFICO 14. RESISTÊNCIA NA PRAIA DA ENSEADA – UBATUBA. PENETRÔMETRO DE IMPACTO 243
GRÁFICO 15. GRANULOMETRIA NA PRAIA DA ENSEADA – UBATUBA 244
GRÁFICO 16. RESISTÊNCIA DA ENSEADA DA PRAIA BRAVA – UBATUBA 245
GRÁFICO 17. GRANULOMETRIA DA PRAIA BRAVA – UBATUBA 245
GRÁFICO 18. RESISTÊNCIA DA ENSEADA DA PRAIA VERMELHA DO SUL 246
GRÁFICO 19. SÍNTESE DA GRANULOMETRIA DAS PRAIAS DA ENSEADA DA FORTALEZA 248
GRÁFICOS 20 E 21. RESISTÊNCIA DO SOLO NA ENSEADA DO GUARAÚ 273
GRÁFICO 22 E 23. RESISTÊNCIA NOS PONTOS 3 E 4 – ENSEADA DO GUARAÚ 273
GRÁFICOS 24 E 25. RESISTÊNCIA NA ENSEADA DO GUARAÚ 274
GRÁFICOS 26 E 27. RESISTÊNCIA NA PLANÍCIE DO GUARAÚ 275
GRÁFICOS 28 E 29. RESISTÊNCIA DOS MATERIAIS NA PLANÍCIE COSTEIRA DO GUARAÚ 276
GRÁFICO 30. GRANULOMETRIA DO LITORAL PERUÍBE-ITANHAÉM-GUARAÚ 277
GRÁFICO 31. RESISTÊNCIA NO TRECHO 1 – AMOSTRA 1 280
GRÁFICOS 32 E 33. RESISTÊNCIA NO TRECHO 1 – AMOSTRAS 2 E 3 280

Gráficos 34 e 35. Resistência no trecho1 ponto 1b – amostras 1 e 2 281
Gráficos 36 e 37. Resistência no trecho 1, ponto b – amostras 3 e 4..... 281
Gráfico 38. Resistência no trecho 1, ponto 1b – amostra 5 282
Gráfico 39. Porcentagem do material sedimentar no trecho 1..... 283
Gráficos 40 e 41. Resistência do trecho 2 – amostras 1 e 2 285
Gráficos 42 e 43. Resistência do trecho 2 – amostras 3 e 4 285
Gráficos 44 e 45. Resistência no trecho 2 – amostras 5 e 6 286
Gráficos 46 e 47. Resistência no trecho 2 – amostras 7 e 8 286
Gráficos 48 e 49. Resistência no trecho 2 – amostras 9 e 10 287
Gráficos 50 e 51. Resistência no trecho 2 – amostras 11 e 12 288
Gráficos 52 e 53. Resistência nos pontos amostrais 13 e 14 do trecho 2 289
Gráfico 54. Resistência do ponto15 do trecho 2..... 290
Gráfico 55. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 2 292
Gráficos 56 e 57. Resistência amostras 1 e 2 do trecho 3 – Peruíbe 293
Gráficos 58 e 59. Resistência das amostras 3 e 4 do trecho 3 – Peruíbe 294
Gráficos 60 e 61. Resistência amostras 5 e 6 do trecho 3 – Peruíbe 294
Gráficos 62 e 63. Resistência nos amostras 7 e 8 do trecho 3 – Peruíbe..... 295
Gráficos 64 e 65. Resistência dos pontos 9 e 10 do terceiro trecho da planície costeira 296
Gráfico 66. Resistência ponto 11 do trecho 3 da planície costeira em Peruíbe 296
Gráfico 67. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 3 298
Gráficos 68 e 69. Resistência no das amostras 1 e 2 do trecho 4 em Itanhaém-Mongaguá 299
Gráficos 70 e 71. Resistência do trecho 4 de Itanhaém e Mongaguá 299
Gráfico 72. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 4 300
Gráficos 73 e 74. Resistência do material na enseada da Baixada Santista 302
Gráficos 75 e 76. Resistência do material na enseada da Baixada Santista 303
Gráfico 77. Granulometria do trecho 6 – Peruíbe-Itanhaém 305
Gráficos 78 e 79. Resistência planície costeira de Peruíbe..... 306
Gráficos 80 e 81 Resistência na Planície Costeira de Peruíbe 306
Gráfico 82. Resistência na planície costeira de Peruíbe 307
Gráfico 83. Granulometria do Trecho 7 307
Gráficos 84 e 85. Resistência na planície costeira de Peruíbe 310
Gráfico 86. Resistência planície costeira de Peruíbe 314
Gráfico 87. Granulometria das amostras coletadas ao longo da planície costeira..... 315
Gráfico 88. Composição química do fragipã(?)..... 336
Gráfico 89. Composição do material do fragipã(?)..... 337
Gráfico 90. Síntese das amostras de granulometria..... 338

LISTA DE FOTOS

Foto 1. Vista frontal da praia Dura 236
Foto 2. Lateral da praia Dura 236
Foto 3. Praia do Lázaro e Domingas Dias..... 241
Foto 4. Praia Vermelha do Sul 246
Foto 5. Medidas de resistência no pós-praia Foto 6. Aspecto do material sedimentar na base da Berma 275
Foto 7. Solo de baixa resistência – areia e raízes 287
Foto 8. Solo de baixa resistência – areia inconsolidada..... 287
Foto 9. Área de floresta de restinga com espessa camada de serrapilheira 288
Foto 10. Areia inconsolidada à superfície 290
Foto 11. Camada litificada aflorando..... 290
Foto 12. Aspectos do espodossolo da planície sobre cordão com cobertura vegetal secundária presença do B espódico ou camada fragipã(?) 291
Foto 13. Camada fragipã(?) localizada próximo à superfície e enxadão como escala 291
Foto 14. Paisagem antropizada que recobre camada fragipã(?) na região de Peruíbe 295
Foto 15. Detalhe de perfil, penetrômetro de bolso. Troncos queimados como testemunhos da vegetação que recobria a área..... 295
Foto 16. Camada de fragipã(?) com mais de 1,6 m de espessura 297
Foto 17. Camada fragipã(?) sendo ocupada por loteamento (ao fundo mata de restinga preservada)..... 302

Foto 18. Terraplanagem e trincheira em terreno argiloso na planície costeira de Peruíbe 304
Foto 19. Recortes da camada fragipã(?) para extração de areia 311
Foto 20. Camada Fragipã(?) recoberta por duna e nível hidrostático 311
Foto 21. Perfil de camada fragipã(?) 312

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Abordagem táxon-corológica 63
Tabela 2. Classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos 64
Tabela 3. Classificação hierárquica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados 97
Tabela 4. Hierarquia da fragilidade conforme o grau de declividade 97
Tabela 5. Hierarquia dos tipos de solo 98
Tabela 6. Graus de proteção do solo em função dos tipos de cobertura vegetal 98
Tabela 7. Níveis hierárquicos das características pluviométricas e respectivos índices de fragilidade 99
Tabela 8. Determinação dos comprimentos dos raios R 126
Tabela 9. Características do ambiente tropical 145
Tabela 10. Características dos fácies de sedimentação marinha pela velocidade de deposição 154
Tabela 11. Solos do litoral 195
Tabela 12. Perfil de solo hidromórfico 198
Tabela 13. Equilíbrio dinâmico na enseada da Fortaleza 221
Tabela 14. Características dos macrocompartimentos (ou macrossistemas) do litoral de São Paulo 228
Tabela 15. Características dos microcompartimentos da planície costeira apresentados no mapa geomorfológico 230
Tabela 16. Gênese e formas do relevo 231
Tabela 17. Classificação dos compartimentos, composição e resistência para fragilidade ambiental 249
Tabela 18. Fragilidades ambientais dos compartimentos costeiros pela resistência dos materiais 250
Tabela 19. Proposta de fragilidade de resistência do materiais 250
Tabela 20. Equilíbrio dinâmico no Guaraú e Enseada de Peruíbe-Itanhaém 265
Tabela 21. Legenda do mapa geomorfológico integrado e o equilíbrio dinâmico de Peruíbe-Itanhaém 267

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 1

1.1.Introdução 1

1.2.Justificativas e Objetivos 5

1.3.Localização e Apresentação das Áreas 11

CAPÍTULO 2. METODOLOGIA DA PESQUISA E DESENVOLVIMENTO OPERACIONAL 14

2.1 Atividades de Gabinete I 14

2.1.1. Materiais da etapa de gabinete I 16

2.2. Atividade de Campo 17

2.2.1.Equipamentos utilizados em campo 18

2.3. Atividades de Laboratório 20

2.3.1. Procedimentos para a análise granulométrica 20

2.3.2. Procedimentos para a análise química 21

2.4. Atividades de Gabinete II para Finalização das Análises e Conclusões 24

CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E BASES CONCEITUAIS25

3.1. Alguns Pressupostos Teórico-Conceituais da Ciência Geográfica e da Geomorfologia 25

CAPÍTULO 4. FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS 39

4.1. A Abordagem Sistêmica 39

4.2. A Teoria do Equilíbrio Dinâmico 67

CAPÍTULO 5. O EQUILÍBRIO DINÂMICO E A FRAGILIDADE AMBIENTAL 94

5.1. Conceituando Fragilidade Ambiental 94

5.2. A Compartimentação do Relevo – Uma Forma de Aplicação 103

5.3. A resistência dos materiais como Subsídio à Análise da Fragilidade Ambiental 105

5.4. Equilíbrio Dinâmico – A Aplicação de uma Teoria..... 105

5.4.1. Equilíbrio dinâmico na serra e nas planícies costeiras 106

CAPÍTULO 6. OS MÉTODOS E AS TÉCNICAS DA PESQUISA 110

6.1. O Método de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento 111

6.2. O Método Penetrômetro 115

6.3. O Método do GPR – Radar de Superfície de Solo..... 118

6.4. O Método Meppe – Equilíbrio Dinâmico nas Praias 121

6.4.1. Análise da aplicação do modelo parabólico 125

6.4.1.1. Cálculo do ângulo 128

6.4.2. Aplicação do modelo parabólico..... 129

6.4.3.Visualização da linha teórica da costa..... 129

6.4.4. O programa Meppe 130

CAPÍTULO 7. CONDICIONANTES E GÊNESE DA GEOMORFOLOGIA COSTEIRA 132

7.1. A Tectônica de Placas e o Relevo Intraplacas..... 132

7.2. Os Fluxos e Fluidos Globais de Ar e Água 140

7.3. Variações Relativas do Nível do Mar..... 150

7.3.1. As variações do nível do mar e a formação das planícies costeiras..... 158

CAPÍTULO 8. CONDICIONANTES E CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO 163

8.1. Compartimentações do Relevo e suas Interações no Litoral..... 163

8.1.1. Compartimentação geológico-geomorfológica costeira: serra do mar, planície costeira, praia e plataforma continental – gênese e formação 164

8.1.2. Compartimento Serra do Mar 166

8.1.3. Compartimento planície costeira 175

8.1.4. Compartimentos praiais 180

8.1.5. Compartimento plataforma continental 181

8.1.6. O clima 183

8.1.7. Os materiais de cobertura: os solos da planície costeira 191

8.1.8. Vegetação 202

8.1.8.1. Mapeamento da vegetação **..... 206**

8.1.9. Aspectos oceanográficos 207

CAPÍTULO 9. RESULTADOS..... 209

9.1. A Enseada da Fortaleza 212

9.1.1. O uso da terra na enseada da Fortaleza e seu entorno 213

9.1.2. A vegetação na enseada da Fortaleza e seu entorno 215

9.1.3. O equilíbrio dinâmico e a fitoestasia na enseada da Fortaleza e Entorno..... 218

9.1.4. O equilíbrio dinâmico nas praias da Enseada da Fortaleza 221

9.1.5. A geomorfologia integrada e o equilíbrio dinâmico na Enseada da Fortaleza e entorno..... 223

9.1.5.1. Taxonomia do relevo do litoral - uma proposta..... 224

9.1.6. As medidas de resistência dos materiais. Ensaios como pentrômetro de impacto na enseada da Fortaleza 234

9.1.6.1. Dados com Penetrômetro de Impacto sobre a resistência dos materiais do trecho 1 – Ubatuba –enseada da praia Dura..... 235

9.1.6.2.Síntese das características de resistência dos materiais e granulometria na enseada da Fortaleza..... 246

9.1.7. Fragilidade ambiental na Enseada da Fortaleza e entorno 249

9.2. A Enseada do Guaraú e a Enseada de Peruíbe-Itanhaém..... 253

9.2.1. O uso da terra nas Enseadas do Guaraú e Peruíbe Itanhaém..... 255

9.2.2. A vegetação nas Enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém..... 257

9.2.3.O equilíbrio dinâmico e a fitoestasia nas enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém .. 261

9.2.4. O equilíbrio dinâmico nas praias enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém 263

9.2.5. A geomorfologia integrada e o equilíbrio dinâmico na enseada de Peruíbe_Itanhaém267

9.2.6. Resistência dos materiais das formas do relevo no litoral do Guaraú e Peruíbe-Itanhaém *270*

9.2.6.1. A área da enseada do Guaraú (área 2) *271*

9.2.6.2. A área da enseada de Peruíbe-Itanhaém (área 3) *278*

9.2.7. Análise parcial da resistência dos materiais e da granulometria *338*

9.2.8. A fragilidade ambiental das Enseadas do Guaraú, Peruíbe_Itanhaém *339*

CAPÍTULO 10. AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS 342

10.1. Avaliação Crítica dos Resultados 342

10.1.1. Geomorfologia (processos, materiais e formas) *342*

10.1.2. O papel do Uso da terra *348*

10.1.3. Vegetação *349*

10.1.4. Equilíbrio dinâmico e a fitoestasia *349*

10.1.4.1. Equilíbrio dinâmico nas praias *351*

10.1.5. As medidas de resistência *352*

10.1.6. Fragilidade ambiental *353*

10.2. Conclusões 359

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 367

ANEXOS 394

CAPÍTULO 1

1.1.Introdução

A busca em apreender a complexidade das morfologias variadas das áreas costeiras remete a uma pesquisa mais aprofundada no que concerne à sua herança morfogenética. A configuração morfológica resultante dos processos pretéritos ligados à formação das placas tectônicas, dinâmica da deriva dos continentes e à conseqüente abertura dos oceanos conferem à paisagem costeira características muito peculiares, diretamente relacionadas à composição dos materiais e a sua gênese.

Em decorrência disso, existe a necessidade em compreender a grandiosidade de tais fatos e, ao mesmo tempo, o quanto processos que parecem tão ínfimos e localizados podem provocar modificações intensas ao longo do tempo e gerar diversos tipos e tamanhos de materiais e formas.

Essa diversidade está associada diretamente às formações geológicas das rochas, as quais apresentam resistências diferenciadas, resultantes, *a priori*, dos materiais formados e nos processos ocorridos na gênese da Terra, das placas tectônicas e do processo de separação dos continentes, iniciado entre os Períodos Permiano (225 M.a.) e Triássico (220 M.a.), e estendido ao Cretáceo (65 M.a.) e Cenozóico.

O litoral brasileiro apresenta características ambientais diversas, sua configuração morfoestrutural e dinâmica possui variedades intrínsecas e particulares. As variações do relevo provocadas pela herança morfogenética e morfodinâmica imprimiram na paisagem da costa brasileira uma infindável coleção de formas e processos que abrem muitas opções de pesquisas à medida que se começa a investigá-las.

As diversidades de processos atuantes na área costeira e resultantes das variações dinâmicas do clima, bem como da geotectônica sobre o arcabouço geológico, resultam em litorais ora recortados e rochosos com pequenas enseadas, ora arenosos com extensas planícies. Além de proporcionar configurações diversas em linha de costa, apresentam praias arenosas, resultantes da

erosão, ou do aumento da sedimentação. Em alguns trechos, as linhas de costa se apresentam na forma de costões rochosos, cujo embasamento cristalino mantém contato direto com o mar.

A configuração fisiográfica do litoral brasileiro serviu de base para diversas classificações de compartimentação do relevo costeiro, as quais retratam as diferenças morfológicas ao longo da costa brasileira, que se estende por mais de 8,5 mil quilômetros.

Não é diferente no litoral do estado de São Paulo, com mais de 600 quilômetros de linha de costa; em sua compartimentação baseada na morfologia em planta destaca-se, ao norte, uma configuração formada por inúmeras reentrâncias, que se constituem em pequenas praias de bolso ou enseadas encaixadas entre os promontórios rochosos do embasamento cristalino, formados por rochas intrusivas do tipo charnokitos, granitos e metamórficas de alto metamorfismo.

Já no litoral sul, observam-se planícies extensas com linhas de costa mais retilíneas e a Serra do Mar mais afastada do embate marítimo, com alguns promontórios mais alongados que atingem o mar. A constituição geológica da serra nesse trecho é, sobretudo, de rochas metamórficas dos tipos gnaisse, migmatitos, milonitas, filitos e micaxistos, rochas menos resistentes ao intemperismo físico-químico, o que justificaria a ocorrência de erosão mais acentuada em períodos pretéritos e conseqüente e maior disponibilidade de material sedimentar.

As configurações e composições das planícies costeiras estão diretamente vinculadas aos processos de sedimentação marinha pelas variações do nível do mar, que ocorreram, sobretudo, no Período Quaternário, e, ainda, ao tipo de material e à dinâmica marinha, mais diretamente representada pelas correntes de deriva litorânea nos processos de sedimentação.

As diferenças de resistência das rochas cristalinas estão intrinsecamente ligadas a sua gênese e composição. Seriam também as diferenças de resistência das planícies costeiras correspondentes à sua formação e composição? As variações altimétricas do relevo ao longo dessas planícies correspondem às resistências variadas? Existem algumas diferenças entre as resistências das formações das planícies costeiras do litoral norte e das formadas no litoral sul?

Para responder a essas questões, foi necessário estabelecer algumas correlações, entre as quais se destacam:

a) o entendimento do equilíbrio dinâmico como teoria e como prática na determinação das diferenças entre os componentes e condicionantes que formam a paisagem costeira. Esse entendimento se soma ao caráter ainda mais frágil do

ambiente costeiro, em cuja configuração as trocas de energia e matéria no âmbito do estrato geográfico são fatores importantes;

b) o estudo da fragilidade para subsidiar as análises das disparidades morfológicas bem como das resistências dos materiais que compõem o relevo nessas planícies para subsidiar o planejamento ambiental;

c) a compreensão dos processos, estruturas, mecanismos que condicionam as variadas formas do relevo da área costeira para explicar de que maneira ocorrem as diversas correlações, tão específicas e localizadas, em cada compartimento do litoral.

Diante das variedades morfológicas, morfométricas e morfogenéticas da área costeira, consolidadas, sobretudo, no Quaternário, nos períodos Pleistoceno e Holoceno, as formas costeiras podem apresentar-se mais ou menos suscetíveis a certas interferências artificiais ou mesmo naturais e saem do seu estado de equilíbrio dinâmico. Fragilidades diante dos processos decorrentes das variações de ordem atmosféricas, bem como continentais e antrópicas, lhes confere, *a priori*, um caráter ainda mais vulnerável.

Os diversos componentes do meio interagem para que ocorra seu desenvolvimento natural. Essa interação está calcada na distribuição dos fluxos de matéria e energia, tão discutidos nos estudos de equilíbrio dinâmico mais voltados aos fatores ecogeográficos. Quando ocorre a alteração de qualquer um dos componentes desses fluxos, o *equilíbrio dinâmico*, numa linguagem nos moldes ecogeográficos de Tricart, é afetado, e o ambiente entra em desequilíbrio (entropia). Trata-se de um estágio intermediário entre um evento catastrófico e a sua reestruturação (resiliência), conceito de Ehart, os quais caracterizam os processos de reintegração e recuperação dos componentes naturais.

Existem ambientes que são mais resistentes às intervenções, ou mesmo que se recuperam mais rapidamente de alguns eventos que afetam o seu equilíbrio dinâmico. As regiões costeiras são ambientes muito frágeis, sobretudo por estar em contato com diversas interfaces, por receberem interferências de processos advindos do continente, do mar, da atmosfera e das atuações humanas.

Somado a isso, as regiões costeiras são áreas muito importantes para o ser humano. São ambientes de transição entre continente e oceano e representam para o ser humano importância

significativa nas relações de ordem econômica e de bem-estar do ser humano, no que diz respeito ao lazer. Além da preocupação em valorizar a relação homem-natureza mais adequada aos padrões ambientais de hoje, há, de fato, a necessidade de planejar o uso e da ocupação das áreas litorâneas. Para que esse planejamento seja possível, é necessário desvendar os segredos que regem as configurações sob e sobre a paisagem litorânea e entender suas formas, materiais e processos.

As atividades humanas, não poderiam ser excluídas dentre os processos modificadores das configurações naturais no litoral. Essas atividades se somam aos processos exógenos e os intensificam. Na costa brasileira, essas atividades têm se apresentado sob a forma de grandes empreendimentos imobiliários que provocam o aumento da ocupação, bem como a instalação de grandes obras de engenharia para construção de portos, marinas, ancoradouros, entre outros, o que caracteriza a interferência antrópica como um dos agentes de interferência imediata na produção das formas geomorfológicas.

No âmbito desta pesquisa propriamente dita, veremos que a região costeira do estado de São Paulo apresenta grandes diversidades no que tange aos aspectos do relevo e suas condicionantes. As características de ordem genética nos levam à busca de métodos mais adequados voltados para análises que resultam em interpretações voltadas para o melhor entendimento dos processos pretéritos e atuais, que são responsáveis pela atual configuração da área e pelas suscetibilidades desta às mudanças.

Assim, a preocupação inicial deste estudo está em obter novas formas de avaliação do ambiente costeiro na perspectiva das suas vulnerabilidades às possíveis transformações naturais e antrópicas. O melhor conhecimento desse ambiente possibilitará a elaboração de propostas metodológicas e métodos adequados para o estudo da geomorfologia costeira a fim de avaliar a compatibilidade das ações antrópicas às peculiaridades da região, associadas às classes de fragilidades e potencialidades, o que poderá subsidiar o planejamento ambiental. Este estudo não tem, entretanto, a pretensão de esgotar o assunto, mas sim contribuir ao conhecimento da geomorfologia costeira.

As análises e atribuições das fragilidades e potencialidades são, neste estudo, baseadas também na metodologia de análise da fragilidade elaborada por Ross (1994). Essa metodologia foi elaborada com o objetivo principal de subsidiar o planejamento ambiental e é mais voltada a

ambientes localizados no interior do continente; entretanto, seus princípios, tais como compartimentação, primeiro passo na análise do relevo (AB'SABER, 1969), norteiam a investigação sobre o comportamento das macro (morfoestruturas) e microformas (morfoesculturas), processos e funções dos elementos do sistema da paisagem costeira.

1.2.Justificativas e Objetivos

As sociedades humanas sempre estiveram em busca de desenvolvimento, de poder econômico e domínio territorial. A busca constante calcada nesses propósitos, por um lado, proporciona grandes avanços e melhoria na qualidade de vida do ser humano; por outro, tem provocado deterioração ambiental e exaustão dos recursos naturais, o que intensifica os conflitos humanos. Na procura por um equilíbrio nas atividades voltadas para o desenvolvimento econômico, o ser humano gera desequilíbrio da dinâmica dos processos naturais e, ao longo do tempo, também dos socioeconômicos.

Se, por um lado, geração de conflitos humanos se manifesta em disputas por recursos naturais e poder sobre os territórios, por outro leva alguns setores da sociedade, multifacetada do ponto de vista econômico, a uma crescente conscientização com relação às causas e aos resultados desses conflitos. Estudos ambientais voltados ao melhor entendimento e conhecimento dos condicionantes da natureza, bem como a uma utilização mais racional e sustentada dos recursos naturais, vêm sendo cada vez melhor elaborados, com maiores níveis de detalhe. Isso mostra uma preocupação que se reflete no planejamento das atividades de uso e exploração dos lugares e dos recursos primários, a fim de adequá-los à preservação ambiental.

Nesse sentido, os estudos geográficos e, mais especificamente, geomorfológicos aliados às necessidades humanas e ao desenvolvimento da tecnologia, que possibilita o emprego de novos métodos de análise dos eventos ambientais naturais, como o sensoriamento remoto e o geoprocessamento levam à melhoria da qualidade das análises ambientais e dinamizam as tomadas de decisões no âmbito das políticas públicas voltadas ao melhor uso do território, seja do ponto de vista do planejamento estratégico, seja do ponto de vista socioeconômico e cultural.

O uso das novas tecnologias, direcionadas às pesquisas ambientais, tem se intensificado também pela maior facilidade de acesso, às vezes gratuito, às fontes fornecedoras de informações

obtidas com as novas tecnologias. Nesse caso, tem-se como exemplo as imagens de satélite e programas específicos de armazenamento, tratamento e análise de dados espaciais.

As análises aqui apresentadas, de forma integrada, no âmbito da abordagem sistêmica e do equilíbrio dinâmico, estão direcionadas às características físicas regionais e locais (geomorfologia, pedologia, vegetação, geologia), às condições climáticas, oceanográficas e às inserções antrópicas (mudanças de natureza humana). Essa forma de abordagem integrada está fundamentada no paradigma geográfico de objeto de análise atual, mais voltado ao estudo da relação entre sociedade e natureza.

Há poucos estudos específicos do meio físico da região litorânea no âmbito geográfico e geomorfológico, que apresentem dados quantitativos e que possam subsidiar as avaliações de ordem mais integrada dos componentes ambientais. O que se costumam encontrar são algumas avaliações qualitativas com análises pouco aprofundadas. Mas como quantificar algo tão variável como os processos naturais?

Destarte, considera-se necessária a elaboração de estudos específicos mais voltados às análises quantitativas dos processos atuantes na área costeira. À enfática importância dada à região litorânea deve estar aliada a busca de formas de avaliação dos potenciais usos do ambiente costeiro. Nesse sentido, é necessário propor formas de análise da variabilidade morfodinâmica costeira e da suscetibilidade, para subsidiar interferências humanas voltadas, sobretudo, ao uso mais adequado em cada compartimento, diferenciado por suas fragilidades e potencialidades representadas e modeladas na paisagem.

Em decorrência dessa preocupação com a formação, dinâmica e processos litorâneos, as variadas morfologias identificadas proporcionam investigações não apenas em escala global, mas também de ordem local, sobre áreas amostrais cujos resultados podem subsidiar análises mais amplas e expandir para áreas de maior extensão.

Partindo da análise de três áreas amostrais em setores diferentes do litoral paulista, a pesquisa tem por finalidade entender as respostas geomorfológicas e a constituição dos processos que compõem a dinâmica costeira ao longo do litoral do estado de São Paulo, visando a subsidiar as análises de fragilidade ambiental que poderão vir a se apresentar pelas diferenças de formas e dinâmica entre cada área amostral.

Diante do exposto, o presente estudo tem por objetivo geral, com base nas *abordagens sistêmica e do equilíbrio dinâmico*, bem como nos preceitos da *fragilidade ambiental*, estabelecer classes de fragilidade costeira ao longo dos diferentes níveis geomorfológicos costeiros e considerar os caracteres morfogenéticos pretéritos e atuais do relevo litorâneo paulista frente à configuração geomorfológica no plano (análise regional) e no vertical (análise dos compartimentos altimétricos).

Desse modo, objetiva-se também o entendimento mais aprofundado sobre a evolução geomorfológica terciário-quaternária e sobre a dinâmica dos sistemas ambientais litorâneos paulistas, sobretudo referentes aos períodos de formação desses ambientes, os quais possuem morfologias e dinâmicas ambientais diversas, identificando e correlacionando as fragilidades potenciais com base na teoria do equilíbrio dinâmico de Hack (1960; 1975).

Para a fundamentação dos objetivos gerais, são necessárias algumas considerações sobre as etapas e objetivos específicos. Assim, os objetivos específicos desta pesquisa são:

a) revisar os conceitos de evolução geológico-tectônica da região litorânea em escala regional e local;
b) apresentar as características do meio físico: tais como geologia, geomorfologia, solos e bióticos: vegetação, uso da terra, com o intuito de correlacionar os dados e identificar as unidades de equilíbrio dinâmico e de fragilidade ambiental;
c) definir áreas que, a ao longo das planícies costeiras e serra do mar, se encontram em equilíbrio dinâmico ou derivações;
d) avaliar os processos costeiros atuantes nessas áreas com o intuito de identificar as diferenças resultantes nas formas e materiais da paisagem geomorfológica;
e) analisar a fragilidade ambiental ao longo da planície costeira por diferenças de composição e resistência dos materiais nos diversos níveis de relevo, e os processos com o uso da técnica de compactação com o penetrômetro em pontos de amostragem.

Tais objetivos estão fundamentados na seguinte premissa: as diferentes formas encontradas ao longo do litoral paulista são resultantes, sobretudo, da sua herança geológica e morfogenética derivadas dos processos tectônicos e morfodinâmicos que geraram diferentes ambientes. Tais processos são representados, *a priori*, pelas reativações continentais,

relacionados à tectônica de placas e, posteriormente, pelas variações do nível do mar (transgressões/regressões). A pluviosidade e as direções dos ventos são condicionantes climáticos que contribuem com os processos daí advindos e corroboram para a gênese da variedade morfológica do modelado, pela modelagem erosiva e deposição do material sedimentar. Esses processos caracterizarão diversidades ambientais de suscetibilidades diversas. Essas diferenças ambientais revelam, na paisagem, as formas que denotam níveis distintos de fragilidade e de equilíbrio dinâmico.

Diante do exposto destaca-se a seguinte hipótese: As diferenças geomorfológicas ao longo das planícies costeiras podem representar também diferenças de fragilidades e potencialidades ambientais.

Destarte, as morfologias características de cada região do litoral paulista estão diretamente relacionadas à sua herança morfogenética, que correspondem aos diferentes tipos de materiais, que revelam os variados níveis altimétricos do relevo costeiro. Esses materiais também interferem na definição dos diversos níveis de fragilidade ambiental.

Com relação às fragilidades das praias nas enseadas, apresenta-se a seguinte premissa: as orientações geográficas em que se encontram as desembocaduras das enseadas das planícies e as faces praiais ou pós-praias são fatores determinantes na constituição da fragilidade ambiental costeira, sobretudo nas praias.

Assim sendo, a tese a ser defendida consiste em comprovar que as diferenças de configurações morfológicas sustentadas por materiais de resistências variadas e resultantes dos diversos processos endógenos (tectônica) e exógenos (erosão e sedimentação) atuantes no litoral de São Paulo denotam formações geomorfológicas costeiras distintas em equilíbrio dinâmico e fragilidades ambientais variadas, bem como potencialidades diversas.

Para alcançar os objetivos, algumas questões foram aventadas a fim de subsidiar a futura comprovação das hipóteses e da tese.

a) A variação de configuração morfológica ao longo do litoral pode corresponder a diferentes níveis de fragilidade?
b) O tipo de material que foi depositado ao longo do litoral corresponde ou pode definir à diferenças de fragilidades?

c) Qual elemento chave na composição e dinâmica litorânea é mais significativo na diferenciação da sua suscetibilidade aos processos erosivos?

d) Qual o papel da ação humana na classificação de áreas mais frágeis, áreas menos frágeis?

e) O fator que mais determina a fragilidade costeira entre o litoral norte e sul é a proximidade do embasamento cristalino com o mar, ou é a composição do material que influencia na extensão das planícies costeiras, ou, ainda, a dinâmica costeira?

f) Qual a importância da compactação do solo arenoso costeiro na determinação dos níveis de fragilidade potencial?

As variações geomorfológicas do litoral paulista chamam a atenção, *a priori*, por apresentar diferenças morfológicas muito intensas, sobretudo entre o litoral norte e o litoral sul. Alguns autores procuraram explicar essas diferenças. FREITAS (1951, *apud* SUGUIO, 2001) foi um dos primeiros a enfatizarem possíveis movimentos tectônicos como responsáveis pelas diferenças nas morfologias costeiras entre norte e sul. Fúlfaro e Ponçano (1974), Suguio & Martin (1975) reconheceram costas de emersão ao sul e de submersão ao norte.

> De fato, ao norte o embasamento cristalino chega continuamente ao mar, excetuando-se trechos defronte a planícies costeiras restritas, cujas porções internas são ocupadas por depósitos continentais e as extensas por sedimentos marinhos. Desconsiderando-se a presença de planícies sedimentares mais desenvolvidas ao sul, esta costa é bastante homogênea quanto às feições morfológicas. Deste modo, por exemplo, os morros isolados de rochas pré-cambrianas freqüentes nas planícies costeiras do sul poderiam ser diretamente comparadas com ilhas litologicamente semelhantes, comumente encontradas no litoral norte (SUGUIO, 2001, p. 31).

Diante de duas hipóteses que explicam essas diferenças morfológicas entre as regiões litorâneas norte e sul de São Paulo, a primeira se explica pelas diferenças na dinâmica de sedimentação, já a segunda, pela influência da tectônica. Assim, a primeira hipótese se comprovaria pelo suprimento sedimentar mais abundante ao sul que ao norte, enquanto, pela segunda hipótese, a metade sul teria sido soerguida, enquanto a metade norte teria sofrido subsidência. Entretanto, argumenta Suguio (2001) que os maiores rios do litoral estão voltados para o interior e não seria o aporte sedimentar a causa das diferenças entre litoral norte e sul.

As diferenças morfológicas entre litoral norte e sul de São Paulo podem estar associadas à tendência de retilinização do litoral. Para que isso ocorra, é necessário o aporte de sedimentos constante, bem como a circulação oceânica favorável a esse processo. Além do aporte sedimentar deve ser considerado o tipo de rocha que origina esse material; quanto mais suscetível à erosão ela for, maior será à quantidade de material sedimentar disponível e portanto maior sedimentação. Há também a grande quantidade de sedimentos existente na plataforma continental; para que esses sedimentos sejam retrabalhados e depositados na costa é necessário que haja uma dinâmica marinha favorável ao transporte de sedimentos em direção às praias.

Como já exposto anteriormente, o litoral paulista apresenta contornos de embaiamento irregulares. Na configuração morfológica das enseadas percebe-se, em escala regional, a diferença com relação à quantidade de sedimentos depositados nas áreas de pequenas baías ou praias de bolso e nas áreas de planícies extensas.

Para Suguio (2001), os movimentos da crosta ocorridos durante o Quaternário representam um elo entre o passado geológico e o presente, além de explicar muitas feições geomorfológicas e ambientes naturais em geral, podendo ser estabelecidas áreas com diferentes graus de suscetibilidade.

> Os movimentos crustais são mais facilmente detectados ao longo das linhas de costa, onde os continentes (ou terras emersas em geral) e os oceanos entram em contato. Isto se deve ao fato de que os soerguimentos ou as subsidências de áreas emersas manifestam-se sob as formas de avanço e recuo de linhas de costa (SUGUIO, 2001, p. 116).

1.3.Localização e Apresentação das Áreas

As áreas de estudo escolhidas retratam muito bem as condições de diferenças morfológicas ao longo do litoral de São Paulo.

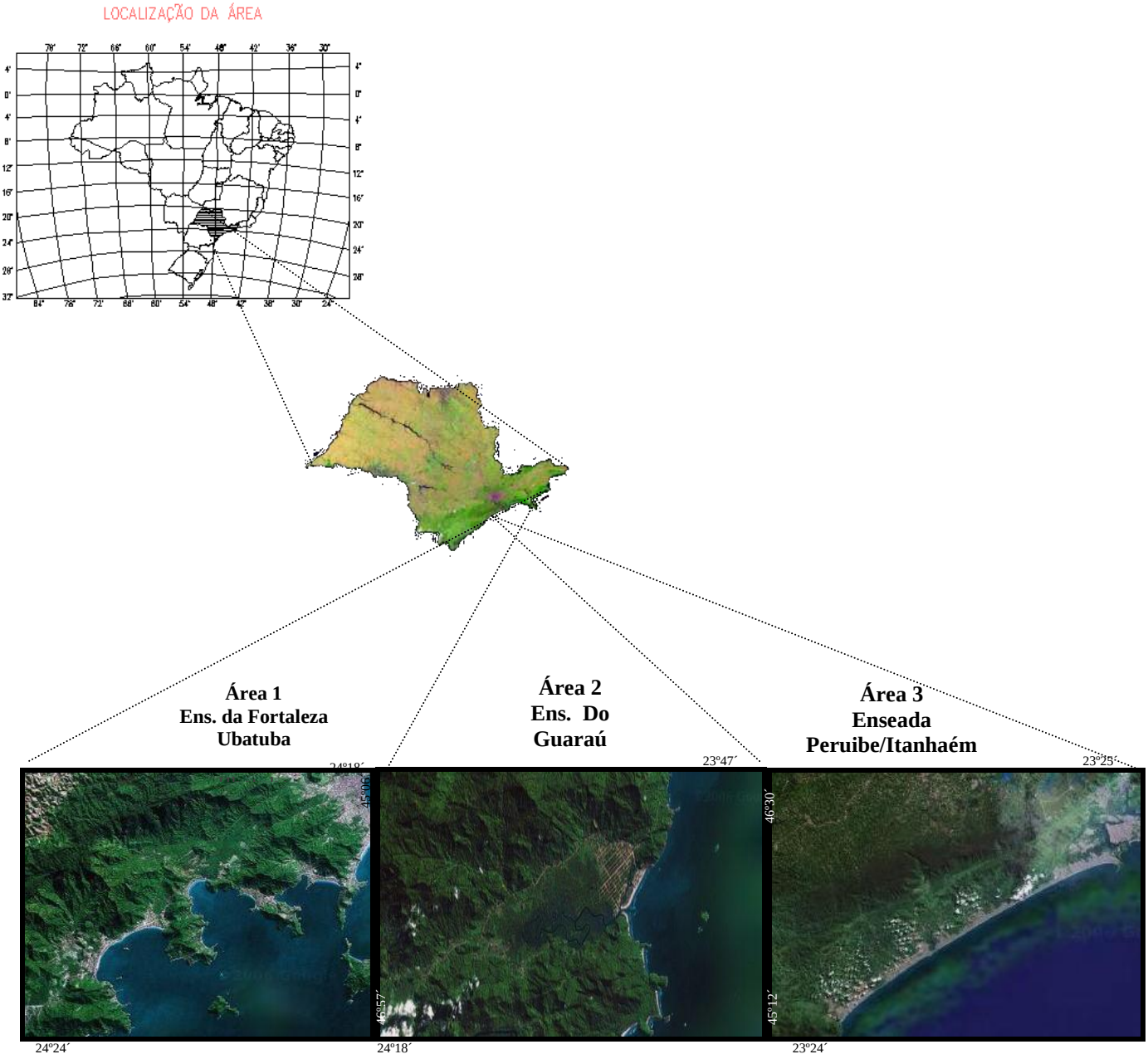


Figura 1. Localização do estado no país e das três áreas no estado de São Paulo
Elaboração e organização: Matos_Fierz (2008).

Foram escolhidas três áreas de estudo ao longo do litoral que melhor representassem as variações morfológicas e que pudessem apresentar dinâmicas e fragilidades diferenciadas. Assim, as áreas escolhidas a enseada da Fortaleza (litoral norte, área 1); a enseada do Guaraú (litoral sul, área 2), a enseada da Baixada Santista (litoral centro–sul, área 3). A ordem das áreas foi assim disposta pelas características morfológicas aparentemente semelhantes entre a enseada da Fortaleza e a enseada do Guaraú e ainda, por ser a enseada Peruíbe_Itanhaém muito distinta geomorfológicamente, determinou-se que sua análise seria realizada posteriormente.

A primeira área é a enseada de Fortaleza, que está localizada no litoral norte do estado, no município de Ubatuba, entre as coordenadas geográficas 45^{o}06’ e 45^{o}14’ W; 23^{o}25’e 23^{o}24’ S. Trata-se de uma enseada que constitui um embaiamento semiconfinado por promontórios do embasamento cristalino. Apresenta vários outros embaiamentos menores, configurados por diversas praias de bolso ou pequenas reentrâncias preenchidas com sedimentos marinhos e continentais. Essas pequenas reentrâncias formam as praias do Lázaro, Domingas Dias, Dura, Vermelha do Sul, Brava e da Fortaleza, que constituem reentrâncias da costa, cuja desembocadura é de aproximadamente 5 km de largura voltada para a direção sul-sudeste e é limitada, na parte oeste, pela chamada Ponta do Cedro e, a leste, pela Ponta Grande; estende-se para o mar até a isóbata de 12 m.

Esses trechos do litoral de São Paulo representam as variedades morfológicas do litoral paulista. Quando vista no plano, a área do litoral norte representa as áreas “recortadas” do ponto de vista da configuração morfológica e do entalhamento do embasamento cristalino que chega ao mar nessa área. Já o litoral centro-sul representa formação arenosa retilinizada, em que as reentrâncias do embasamento foram preenchidas por sedimentos arenosos.

A segunda área está localizada mais ao sul e fica entre o morro da Juréia e Itatins. Trata-se de uma pequena enseada incrustada entre os dois maciços cristalinos que apresenta uma drenagem bem estabelecida e a planície costeira estreita. É denominada de planície do rio Guaraú, ou praia do Guaraú, e constitui enseada cuja embocadura possui cerca 1,5 km de extensão. As coordenadas que englobam este trecho estudado são: 24^{o} 24´e 24^{o}18´ de latitude sul e 47^{o}09´e 46^{o}09´longitude oeste.

A terceira área trata-se da enseada Peruíbe_Itanhaém localizada entre o morro Itatins e o morro de Xixová, em Santos, assim denominada aqui por se estender desde a área da serra do

Itatins (extremo sudoeste) até o morro do Xixová, em Santos. Constitui uma extensa faixa arenosa de formato semi-retilinizado que possui pontões do embasamento cristalino que avançam até o mar em seus extremos e apresenta, no centro da sua semi-elipse, o maciço Mongaguá (um promontório que se estende da serra até o mar). Essa enseada engloba o setor litorâneo dos municípios, de sul para norte, de Peruíbe, Itanhaém, Mongaguá, e Praia Grande. A enseada constitui uma faixa costeira de direção aproximada N50E, com cerca de 25 km de extensão e largura que varia entre 4 e 14 km. A área pode ser delimitada pelas coordenada 24 o 12’ e 24 ^{o} 20’ S; e 47 ^{o} 02’ e 46 ^{o} 49’W.

CAPÍTULO 2. METODOLOGIA DA PESQUISA E DESENVOLVIMENTO OPERACIONAL

A metodologia do trabalho contempla quatro etapas principais: trabalho de gabinete, trabalho de campo, etapa de laboratório e etapa de gabinete I e II. Essas etapas metodológicas estão dispostas no fluxograma abaixo e descritas em seguida.

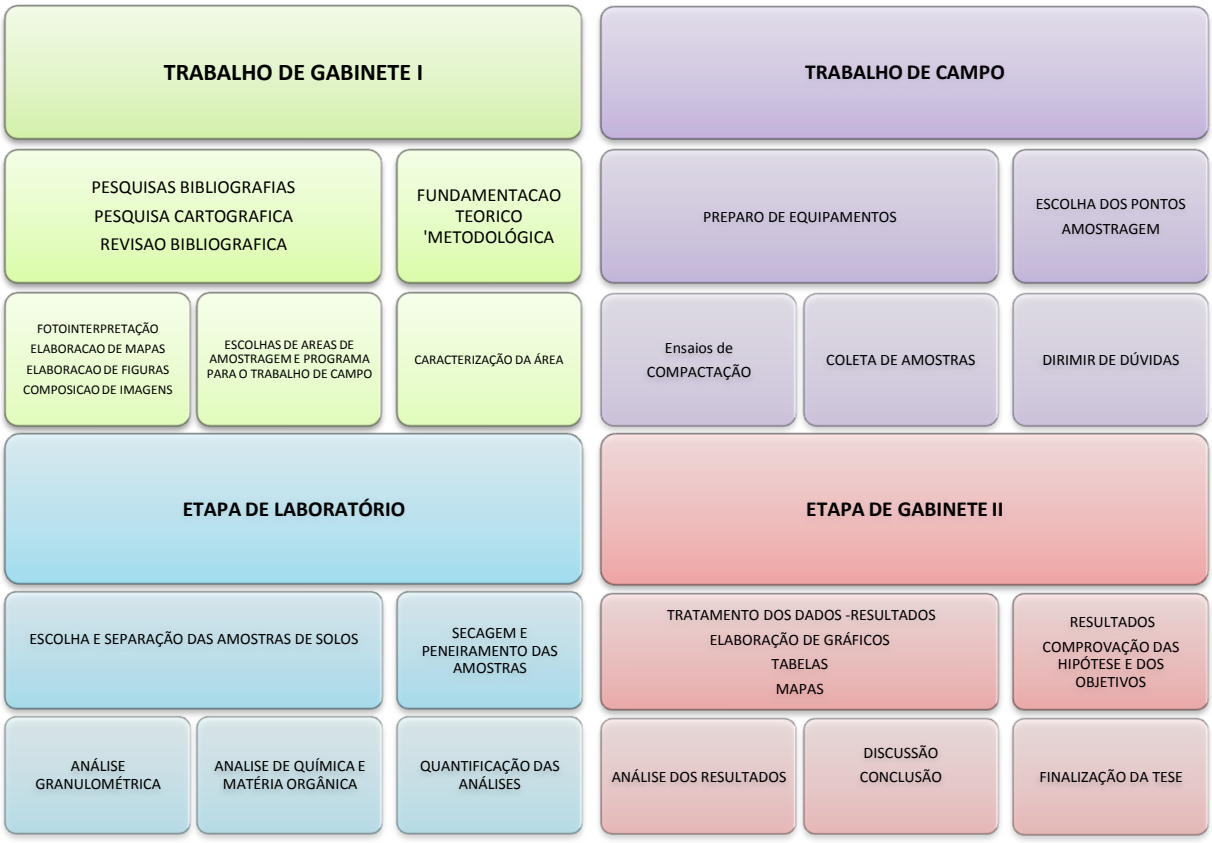


Figura 2 Fluxograma das etapas da pesquisa
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

2.1 Atividades de Gabinete I

As atividades de gabinete I podem ser descritas, em primeiro plano, como fase de pesquisa em bibliotecas, institutos, bases de dados. Essa primeira etapa do trabalho esteve mais relacionada ao trabalho de levantamento bibliográfico necessário para o embasamento de

conceitos e teorias diretamente relacionados ao fio condutor da pesquisa. Assim, foram realizadas pesquisas dos diversos temas sobre a região litorânea e, posteriormente, mais especificamente do estado de São Paulo. Esse levantamento norteou a elaboração dos textos iniciais de fundamentações teórico-metodológicas e a caracterização geral do meio físico, biótico e climático em níveis regional e local.

As pesquisas bibliográficas também foram direcionadas a trabalhos que se desenvolveram na ótica da abordagem sistêmica e localizados no litoral ou simplesmente de âmbito geográfico, mas que auxiliaram no desenvolvimento da análise bibliográfica de cunho científico integrado de ordem regional e local. Foram consultados trabalhos sobre a evolução da ciência geográfica, o desenvolvimento dos estudos de sistemas em geografia, buscando centralidade no tema *geomorfologia*, objetivando a adaptação da teoria geral dos sistemas e da teoria do equilíbrio dinâmico aos estudos de geomorfologia costeira e estabelecendo correlações com os objetivos propostos, bem como subsidiando a fundamentação teórico-metodológica da pesquisa.

Nessa primeira etapa, foi realizado o levantamento bibliográfico, que subsidiou a fundamentação teórico-metodológica, bem como a revisão bibliográfica. Realizou-se também a pesquisa de materiais cartográficos que subsidiaram a confecção dos mapas gerais e específicos das áreas de estudo, tais como: bases cartográficas, digitais ou analógicas, mapas temáticos em escalas regionais e locais; dados de sensores remotos – fotografias aéreas e imagens de satélite.

Também nessa etapa, elaboraram-se os primeiros rascunhos de fotointerpretação da geomorfologia costeira para elaboração dos mapas em SIG (Sistemas de Informações Geográficas) e foi realizado o tratamento das imagens de satélite, como composições e interpretações para elaboração dos mapeamentos temáticos posteriores.

A escolha do SIG foi feita nessa fase e subsidiou a elaboração dos mapas de base, bem como a manipulação dos dados espaciais concernentes à pesquisa e à finalização dos mapas temáticos e de síntese. Por ser cada programa mais específico e melhor em funções diferentes, foram utilizados diferentes programas como instrumentos de apoio à elaboração dos mapas.

Além disso, foram planejados os trabalhos de campo no que concerne à escolha de pontos amostrais, preparo de materiais e equipamentos utilizados durante a realização dos procedimentos de campo.

A dinâmica dessa primeira etapa do trabalho está melhor formalizada no fluxo a seguir:

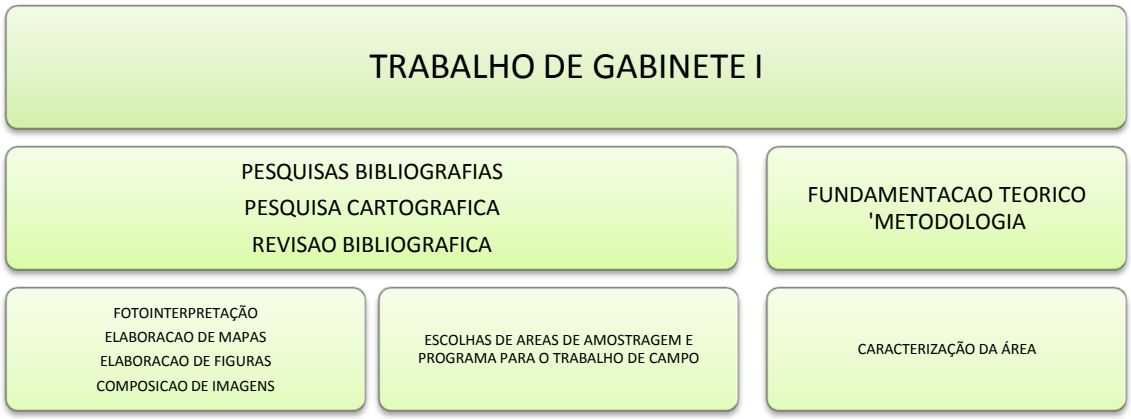


Figura 3. Fluxograma da etapa de gabinete I
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

2.1.1. Materiais da etapa de gabinete I

Documentação cartográfica

A documentação cartográfica utilizada foi composta de dados cartográficos existentes descritos a seguir:

- cartas topográficas na escala 1: 50.000 da região de Ubatuba, enseada da Fortaleza – Fonte IBGE, 1971;
- cartas topográficas na escala 1: 10.000 da região da Baixada Santista – Fonte Agem, 2005;
- carta pedológica do estado de São Paulo – Fonte Instituto Agronômico de Campinas, 1999;
- mapa geomorfológico do estado de São Paulo – Fonte,1997.
- fotografias aéreas na escala 1: 25.000 – Fonte Base Aerofotogrametria, 1962 e 1994.

As fotografias foram utilizadas para verificação das variações altimétricas ao longo da planície costeira na região de Peruíbe com o enfoque na área com a presença da camada sedimentar de “piçarras” (denominação geológica).

Também foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1: 25.000 de 2005 da região da enseada da Fortaleza para verificar a variação altimétrica bem como das formas ao longo das pequenas enseadas e também para identificar as formas do relevo sobretudo da planície.

Imagens de satélite

As imagens de satélite utilizadas foram as imagens CBERS (2006) adquiridas junto ao INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espacias.

Arquivos digitais

Os arquivos digitais obtidos foram as imagens de satélite, bases cartográficas da região de Ubatuba e escala 1:50.000 do IBGE 1981. A base cartográfica digital região da Baixada Santista é em escala 1: 10.000.

SIGs – Sistemas de Informações Geográfica

Foram utilizados os seguintes sistemas de informações geográficas: R2V, Arcview, Spring, Envi e Arcgis

Equipamentos de laboratório

Foram utilizados computador, para elaboração de mapas, textos, gráficos, tabelas e peneiras, para análise granulométrica.

2.2. Atividade de Campo

As atividades de campo foram voltadas, sobretudo, para verificação dos fatos geomorfológicos, bem como da compactação do solo ao longo da planície costeira. Em campo, foram utilizados alguns equipamentos específicos, tais como o penetrômetro de impacto e o peagâmetro, para as medidas de compactação e de umidade e pH, respectivamente.

Procurou-se analisar as variações do relevo, as quais se mostram, por vezes, muito sutis e difíceis de ser identificadas, bem como os materiais que as apóiam e a vegetação que recobre o solo, sobretudo, esses elementos da paisagem que definem o equilíbrio dinâmico.

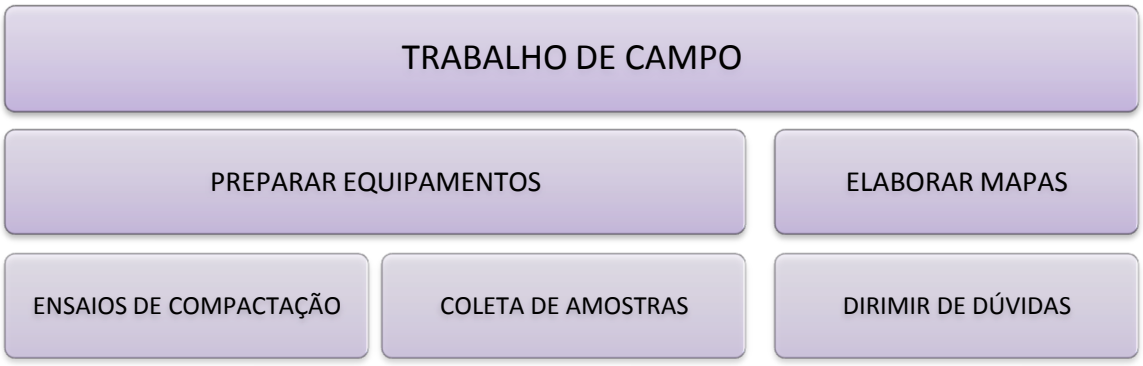


Figura 4. Fluxograma da etapa de campo
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nessa fase de trabalho, as campanhas estiveram mais voltadas às coletas de amostras de solo, bem como aos testes de compactação do solo com o uso do penetrômetro dinâmico.

Em campo, também se objetivou dirimir as dúvidas recorrentes da fotointerpretação, assim como dos mapeamentos pré-existentes.

Em escala local de campo, aplicou-se a técnica de compactação do solo com o uso do penetrômetro de percussão dinâmico e, em alguns locais, o GPR (Ground Penetrating Radar) para subsidiar a análise da fragilidade do solo nessas diferentes áreas amostrais.

2.2.1.Equipamentos utilizados em campo

Penetrômetro

Esse instrumento é utilizado para medir a compactação do solo ao longo das planícies e enseadas de depósitos marinhos:

> tem características dinâmicas de penetração, sendo comumente denominados de penetrômetros dinâmicos: a haste penetra no solo através do impacto de um peso que cai de uma altura constante, em queda livre. Conta-se o número de impactos necessários para que o aparelho penetre a espessura de determinada camada (STOLF, 1991, p. 230).

O modelo utilizado foi o planalsucar/Stolf. Seguindo as especificações da American Society of Agricultura Engineers, apresenta as seguintes características:

- peso que provoca o impacto – 4kg;
- curso de queda livre – 40 cm;

- área de base do cone – 1,29 cm^2.

GPS

O modelo utilizado foi o Csx 60s com altímetro barométrico para medir as variações altimétricas nos pontos onde foram realizados testes com penetrômetro de impacto e realizadas as coletas de amostras de solo.

Peagâmetro

Esse instrumento foi utilizado para medição da umidade e pH dos pontos de amostragem e de testes com o penetrômetro.

Trado

Nos pontos de teste como penetrômetro, foram feitos tradagens para verificar os tipos de solo.

Trena

Esta foi utilizada como instrumento de medição para os perfis.

Enchadão

Foi utilizado para limpar algumas áreas de serrapilheira.

Pá

Utilizou-se a pá para limpeza do local de amostragem.

Facão

Este foi útil abrir caminho no meio da mata.

2.3. Atividades de Laboratório

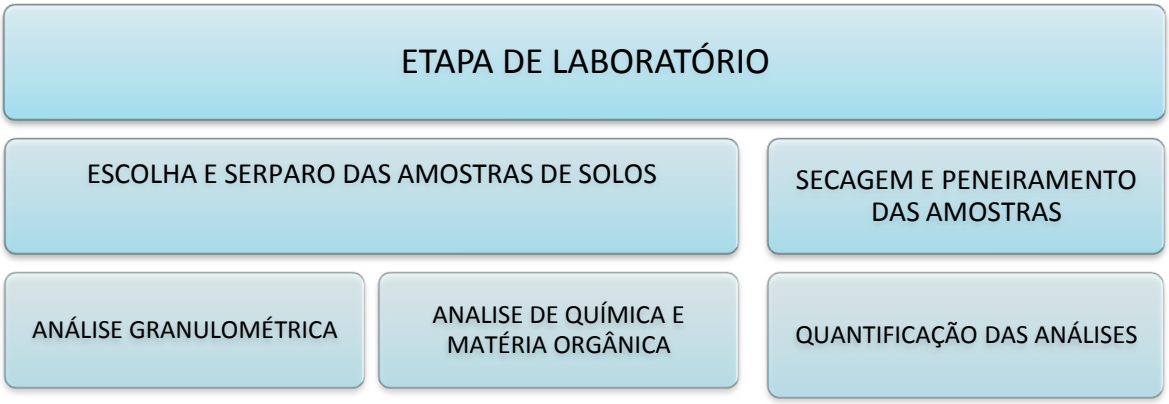


Figura 5. Fluxograma da etapa de laboratório
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A terceira etapa, a de laboratório, consistiu em separar as amostras a serem analisadas com parâmetros granulométricos e orgânicos. As amostras escolhidas foram as que melhor representassem o entorno da área de onde foi extraída. Destarte, em laboratório as amostras escolhidas foram aquelas que constituíam um padrão de paisagem e fossem representativas da geomorfologia local.

Após a separação das amostras, as mesmas foram postas em seqüência de etapas de análises laboratoriais, tal como as explicações que seguem.

2.3.1. Procedimentos para a análise granulométrica

As análises granulométricas foram feitas no laboratório de análise de solos da Esalq e seguiram os seguintes métodos de análise:

Determinações

Granulométrica: Método Bouyoucos (densímetro) – o princípio do método baseia-se na sedimentação das partículas que compõem o solo. Após a adição de um dispersante químico, fixa-se um tempo único para a determinação da densidade da suspensão que se admite como a concentração total de argila. As frações grosseiras (areia fina e grossa) são separadas por tamisação e pesadas.

Porcentagens: após agitação horizontal por 16 horas, a 120 deslocamentos por minuto, determina-se a porcentagem do teor da areia total e da argila; o silte é obtido pela diferença (silte

= (areia total + argila) – 100). Utiliza-se, como dispersante, solução de hidróxido de sódio e hexametafosfato de sódio (CAMARGO *et al*., 1986). A areia é seca a 110º C, pesada e depois peneirada, obtendo-se as frações.

Classes de diâmetro (mm) (Escala de classificação U.S.D.A.):

- 5 frações de areia: muito grossa = 2-1; grossa = 1-0,5; média = 0,5-0,25; fina = 0,25=0,10; muito fina = 0,10-0,05; total = 2-0,05;
- silte = 0,05-0,002; argila total < 0,002; Arg. H_2O < 0,002.;
- 2 frações de areia: grossa = 2-0,25; fina = 0,25-0,05.
- classes de textura: até 14% = arenosa; 15 a 24% = média-arenosa; 25 a 34% = média argilosa; 35 a 59% = argilosa; 60% ou superior = muito argilosa.
- Determinação da densidade real (partículas): princípio – determinação da massa da unidade de volume das partículas primárias do solo.
- Determinação da densidade global (do solo ou aparente): princípio – determinação do peso da unidade de volume do solo, incluindo seu espaço poroso.
- Determinação da porosidade total: o percentual desta em uma amostra de solo pode ser medido a partir dos dados de densidade real e global.

2.3.2. Procedimentos para a análise química

As análises químicas e físicas dos sedimentos também foram realizadas no laboratório de análise de solos da Esalq e seguiram os seguintes métodos de análise.

Parâmetros determinados

PH em $CaCl_2$**, M.O.** (g/dm^3)**, P** (mg/dm^3)**, K** ($mmol_c/dm^3$)**, Ca** ($mmol_c/dm^3$)**, Mg** ($mmol_c/dm^3$)**, H+Al** ($mmol_c/dm^3$)**, Al** ($mmol_c/dm^3$)**, S** (mg/dm^3)**, B** (mg/dm^3)**, Cu** (mg/dm^3)**, Fé** (mg/dm^3)**, Mn** (mg/dm^3)**, Zn** (mg/dm^3)**, Si** (mg/dm^3). e os cálculos **SB** ($mmol_c/dm^3$), **T** (CTC) ($mmol_c/dm^3$), **V** e **m** (%).

Determinações

A amostra de terra deve ser preparada para a análise, o que ocorre mediante a secagem, homogeneização e passagem da mesma por peneira de 2 mm.

PH em $CaCl_2$ (acidez ativa) – Método $CaCl_2$ 0,01 $mol.L^{-1}$

Princípio do método: medida da atividade de hidrogênio com eletrodo combinado de vidro e referência, na suspensão de terra em $CaCl_2$ 0,01 $mol.L^{-1}$, na proporção de 1:2,5.

Matéria orgânica – Método colorimétrico

Princípio do método: a determinação da quantidade de M.O. em solos baseia-se na sua oxidação a CO_2 por íons dicromato, em meio fortemente ácido. Determina-se a quantidade de íons Cr(III) por colorimetria, medindo-se a intensidade da cor esverdeada produzida por esses íons em solução. A determinação por colorimetria, requer a montagem de uma curva padrão de calibração, que relaciona as quantidades de M.O. e a absorbância do extrato preparado com dicromato de sódio e ác. sulfúrico.

H+Al (acidez potencial) – Método pH SMP

Princípio do método: a acidez da amostra de terra em contato com a solução tampão SMP provoca um decréscimo do valor original do pH da solução (7,5), quando titulada potenciometricamente com ácido forte. A correlação desses valores com aqueles obtidos pelo método do CaOAc 1N (estudo de correlação) permite obter os valores de acidez potencial da amostra.

Alumínio trocável – Método titulometria (1 mol.L-1)

Princípio do método: a solução de KCl 1 mol/l, por ser um sal neutro, tem a capacidade de extrair apenas cátions ligados eletrostaticamente com colóides do solo (cátions trocáveis). Assim, essa solução é utilizada para extração de Al trocável, sendo a quantificação realizada pelo emprego de solução de NaOH 0,025 $mol.L^{-1}$.

Fósforo, Potássio, Cálcio e Magnésio – Método resina trocadora de íons

Princípio do método: a extração dos teores "disponíveis" de P, K, Ca e Mg de amostras de terra é feita com uma mistura de resinas (catiônica e aniônica) trocadoras de íons, saturadas com bicarbonato de sódio. Após o processo de extração, a resina é passada em solução de NaCl (1 $mol.L^{-1}$ e HCl (0,1 $mol.L^{-1}$) para uma solução de NH_4Cl (0,8 $mol.L^{-1}$ e HCl (0,2 $mol.L^{-1}$). A quantificação do P é realizada por colorimetria; do K, por fotometria de chama e dos íons Ca e do Mg, por espectrofotômetria de absorção atômica.

Enxofre (SO4)-2 – Método turbidimetria

Princípio do método: extração do sulfato ($S\text{-}SO_4^{-2}$) das amostras de terra pelo fosfato monocálcico e posterior medição da turbidez, provocada pela presença de $BaSO_4$ formado pela

reação do $BaCl_2.2H_2O$ com o $S\text{-}SO_4$ extraído das amostras de terra. As leituras são realizadas em espectrofotômetro a 420 nm.

Ferro, Manganês, Cobre e Zinco – Método DTPA em pH 7,3

Princípio do método: complexação dos metais. O agente quelante reage com os íons livres de Cu, Fe, Mn, Zn em solução, formando complexos solúveis, o que resulta em redução da atividade dos metais livres em solução. Em resposta, íons desses metais dessorvem da superfície do solo ou dissolvem da fase sólida para reabastecer a solução do solo. A quantidade de metais quelatados que acumula na solução durante a extração é decorrente das atividades desses íons livres na solução do solo (fator intensidade) da habilidade do solo em reabastecer a solução (fator capacidade) da estabilidade do quelato e da capacidade do quelante em competir com a matéria orgânica pelo íon. As determinações dos elementos são realizadas por espectrofotometria de absorção atômica em chama (AAS).

Boro – Método água quente/microondas

Princípio do método: extração dos teores de ácido bórico "disponível" pela água quente ou cloreto de bário, utilizando microondas como fonte de aquecimento e posterior quantificação por espectrofotometria usando o reagente azometina-H.

Silício em CaCl2 0,01 mol.L-1

Princípio do método: a determinação de silício no solo é feita por colorimetria, após a extração do solo com um sal. O extrator cloreto de cálcio é um sal que tem capacidade de extrair o Si "disponível", que se encontra principalmente na solução do solo, podendo extrair algumas formas pouco polimerizadas. Esse extrator, ao contrário do que acontece com o ácido acético, não sofre a interferência do calcário recentemente aplicado.

2.4. Atividades de Gabinete II para Finalização das Análises e Conclusões

As atividades realizadas durante o trabalho de gabinete II podem ser distribuídas conforme o fluxograma a seguir.

Figura 6. Fluxograma da etapa de gabinete II
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na etapa de gabinete II, foram elaborados os mapas finais correspondentes às compilações e interpretações de fotos aéreas e imagens de satélite, bem como ao que se constatou em trabalhos de campo.

Nessa etapa, foram elaborados os mapeamentos finais temáticos, realizaram-se as análises finais, o tratamento e a correlação dos dados de campo e dados numéricos com os mapas. Elaboraram-se os mapas-síntese bem como os perfis, gráficos, figuras e enfim, todos os dados finais correspondentes às comprovações dos objetivos e comprovações das hipóteses iniciais.

Ainda nessa fase, ocorreu a elaboração dos textos correspondentes às análises dos dados e prevaleceram as últimas preparações, como redação final e conclusões.

CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E BASES CONCEITUAIS

Neste capítulo, o principal objetivo é mostrar, resumidamente, a evolução do pensamento na ciência em geral e, especificamente, na ciência geográfica e na ciência geomorfológica, sem, entretanto, a pretensão de esgotar o assunto ou mesmo citar todos os autores que contribuíram para o desenvolvimento dos propósitos das ciências.

Dessa forma, inicia-se o presente estudo com o seguinte pensar: o conhecimento científico decorre do desenvolvimento da psique humana e das inter-relações com o seu espaço ou seu ambiente de atuação e transformação.

3.1. Alguns Pressupostos Teórico-Conceituais da Ciência Geográfica e da Geomorfologia

O homem, desde os tempos mais remotos da civilização, questionou-se sobre a sua existência e a sua atuação no mundo. Na busca pelo conhecimento, por meio de descobertas a cada dia mais inovadoras e de melhores explicações a respeito do mundo que o cerca, procurou estabelecer leis e teorias para esclarecer os pontos obscuros do conhecimento, o qual se tornava mais e mais abrangente, esclarecedor e científico.

Esse conhecimento, para Platão, decorreria, sobretudo, da relação entre a crença e a realidade. A crença é um dos pontos de vista subjetivos que buscam a explicação da realidade. Com o crescimento das descobertas e desenvolvimento dos conhecimentos sobre as componentes diversas do mundo natural, surge a teoria do conhecimento denominada *epistemologia*.

Esta busca explicações relativas, como a explica Japiassu (1975), que distingue três tipos de epistemologia:

- a epistemologia global ou geral, que trata do saber globalmente considerado, com a virtualidade e os problemas do conjunto de sua organização, quer especulativos, quer científicos;
- a epistemologia particular, que leva em consideração um campo particular do saber, quer especulativo, quer científico;

- a epistemologia específica, que trata de uma disciplina intelectualmente constituída em unidade do saber bem definida e do seu estudo de modo próximo, detalhado e técnico, investigando sua organização, seu funcionamento e as possíveis relações que mantém com as demais disciplinas.

O conhecimento é crença verdadeira e justificada. Essa verdade justificada pode ser entendida como a comprovação de diversas hipóteses, as quais se tornaram leis e teorias que corroboraram para o desenvolvimento das ciências.

O desenvolvimento das ciências ocorreu sob influências e interferências históricas, algumas vezes barrado pela Inquisição, outras vezes aceleradas por novas formas de pensar. Sobre a evolução do conhecimento, Alves (2000, p. 27) faz uma análise comparada das definições e variações relacionadas ao senso comum e à ciência. Para o autor, a ciência e o senso comum são expressões da mesma necessidade básica de compreender o mundo, a fim de sobreviver e viver melhor. "Senso comum é aquilo que não é ciência, e isso inclui todas as receitas para o dia-a-dia, bem como os ideais e esperanças que constituem a capa do livro de receitas" (ALVES, 2000, p. 15).

Para Alves (2000), a ciência é uma especialização, um refinamento de potenciais comuns a todos, sua aprendizagem é um processo de desenvolvimento progressivo do senso comum. Assim, a ciência não é um órgão novo de conhecimento, mas a hipertrofia da capacidade que todos têm. Isso pode ser bom, mas também perigoso, pois, quanto maior a visão em profundidade, menor a visão em extensão. A tendência da especialização é conhecer cada vez mais de cada vez menos.

Para Xavier (2000, p. 50), os registros perceptíveis da realidade em conjunto, oriundos das pesquisas, podem ser designados como ciência, termo cuja acepção vernacular é exatamente *conhecimento*. Mas pode-se denominar ciência, ou seja, campo científico, a um agregado de conhecimentos organizados e referentes a uma determinada faceta da realidade percebida.

Para Mendonça (2001, p. 14), cada ciência percorre um caminho em busca da comprovação de suas verdades e, mesmo que existiam, atualmente, correntes filosóficas que negam a existência dessas "verdades", esse caminho é conhecido como *método científico de trabalho*, resultado da associação de concepções filosóficas aplicadas às ciências. Dessa forma,

cada ciência possui métodos de avaliação das pressupostas verdades, por meio dos quais desenvolve as formas de análise específicas.

Para Kant (*apud* MORAES, 1990), haveria duas classes de ciência, as especulativas, apoiadas na razão, e as empíricas, apoiadas na observação e nas sensações. Segundo essa classificação, a geografia estaria na categoria de síntese dos conhecimentos sobre a natureza, como uma ciência sintética (que trabalha com dados de todas as demais ciências), descritiva (que enumera os fenômenos abarcados) e que visa a abranger uma visão de conjunto do planeta. O desenvolvimento das ciências trouxe ao homem especificidades do conhecimento, que, a partir do século XVIII, passou a ser sistematizado e organizado. Com base nessa organização do conhecimento adquirido, foi criada a ciência geográfica.

> A geografia, tendo como característica uma forte influência do conhecimento cultural, transmitido de geração a geração, portanto senso comum foi, por muito tempo, desenvolvida socialmente sem que possuísse o rótulo que conhecemos atualmente, porque o homem sempre foi um geógrafo, no sentido mais amplo da qualificação (MENDONÇA, 2001, p. 15).

Com o intuito de escolher uma metodologia adequada ao desenvolvimento desta pesquisa, foi necessário realizar uma revisão crítica das abordagens metodológicas que contribuem para a progressão da ciência geográfica, da geografia física e da geomorfologia. Alguns autores propõem detalhadas filogenias que contribuem para o melhor entendimento da distribuição espaço-temporal dos formadores de conceitos e teorias no desenvolvimento do pensamento geográfico e da sua evolução mais atual das metodologias geográficas e Geomorfológicas. Entre os autores que mais se destacam estão George (1969), Capel (1983), Abreu (1983), Moraes (1990) Gregory (1992), Marques (1994), Monteiro (2000), Mendonça (2001), Ross (2001) e Rodrigues (2001).

Na construção do pensamento geográfico, algumas tendências entre as correntes e linhas de pensamento se alternavam ao longo do desenvolvimento do conhecimento científico geral e conseqüentemente na ciência geográfica.

Para George (1969), uma das ambigüidades epistemológicas e dificuldades metodológicas da geografia é o fato de os geógrafos desejarem tomar parte na mobilização

existente a certas explicações que implicam no uso de técnicas e conhecimentos que fogem em grande parte às possibilidades e à oportunidade de assimilação por parte dos geógrafos.

> O exemplo que se impõe em primeiro lugar é precisamente o da estrutura no sentido geológico e, mais especialmente, tectônico da palavra, que se encontra na origem de qualquer tentativa de explicação do relevo. Entretanto a estrutura *stricto sensu* é atacada e modelada pelos processos de erosão, de especificidades climáticas variadas, para oferecer o complexo de formas mais ou menos imbricadas e mais ou menos heterogêneas, atualmente observável. Intervêm nesta combinação duas seqüências de dados; pertence a primeira a uma série de fenômenos passados, concernentes á área da geologia, e cujo ritmo de evolução é lento; a segunda seqüência, embora comporte fenômenos também passados, congrega processos que possuem homólogos atuais na superfície do globo. Constituem o objeto da geomorfologia. A geomorfologia se distingue da geologia por seu caráter "atual" ou "para-atual". Sua essência é geográfica e seu caráter histórico mais recorre, para a análise dos fenômenos e de seus efeitos (depósitos) a métodos compartilhados pela geologia e pela física (análise petrográfica e mineralógica, sedimentologia etc) A geomorfologia ocupa, por conseguinte, um lugar original: é uma ciência geográfica, por seu objeto e por sua natureza, enquanto seus métodos fazem dela uma ciência física e química – e, de uma maneira mais geral, uma "ciência da terra". (GEORGE, 1969, p. 31).

Para Mendonça, a geografia, é uma ciência de relações, porque utiliza resultados e metodologias correspondentes a outras ciências.

> O fato de a geografia fundir os resultados e, por vezes, os métodos de um sem-número de outras ciências faz dela uma ciência de relações, não somente da já célebre relação entre o homem e o meio, a sociedade e a natureza. Mas uma ciência de estreita relação entre inúmeras outras ciências, de forma particularmente muito mais acentuada. Esta é uma das características particulares da geografia. (MENDONÇA, 2001, p. 12).

Não cabe aqui uma ampla discussão sobre se a geografia é uma ciência e por quê. A geografia é uma ciência física e humana, porque tem seus fundamentos enraizados no desenvolvimento de estudos ligados aos aspectos da natureza e do desenvolvimento das sociedades humanas.

Por manter relação direta com tantas outras ciências, a geografia apresenta grande maleabilidade metodológica conceitual. Destaca Mendonça (2001, p. 20) que, pela natureza bastante mutável e metodologicamente complexa de seu objeto de estudo, a maioria das definições aborda-o tanto do ponto de vista da Terra, quanto do ponto de vista antrópico, o que resulta nessa grande variação conceitual da ciência geográfica.

Bem como define Capel:

> Otra definición muy extendida en la geografía destaca las peculiaridades "metodológicas" de esta ciencia. La geografía se caracterizaría por su "punto de vista", por la forma particular de considerar los fenómenos, distinta a la de las ciencias "afines". Normalmente esta definición va unida a unas afirmaciones correlativas sobre la amplitud y la complejidad de la tarea del geógrafo. Un buen reflejo de esta actitud pueden ser las palabras de Jean Dresch, presidente en los años 1970 de la Unión Geográfica Internacional: "El dominio geográfico aparece también gigantesco porque la geografía no puede, en definitiva, definirse ni por su objeto ni por sus métodos, sino más bien por su punto de vista".
> Las dificultades surgen cuando se trata de precisar el contenido y el carácter de este punto de vista, ya que para unos consiste en la preocupación por establecer sistemáticamente "relaciones" y "conexiones" entre fenómenos que se dan en la superficie terrestre, mientras que para otros consiste, más bien, en plantear los problemas en términos de su distribución espacial"(CAPEL, 1983, p.3).

Nesse sentido, na divisão geral das ciências, a geografia se encontra entre as ciências humanas, haja vista ter como objetivo primeiro o estudo do jogo de influências entre sociedade e natureza na organização do espaço. Para Ross (2006), a definição e discussão sobre a conceituação de geografia é complexa, por isso esse autor prefere dizer que, no Brasil, por exemplo, parte significativa dos geógrafos enfatiza os aspectos da natureza, outra parte, os aspectos mais ligados à sociedade. Evita-se, portanto, enfatizar a dicotomia, por vezes pronunciada pelo contexto (MENDONÇA, 2001). Destaca-se ainda que: "Não existe geografia sem sociedade, pois é com base nesta que se elaboram as análises geográficas e se podem executar aplicações fundamentadas nos conhecimentos obtidos, mas que, entretanto, não é possível estudar o todo sem conhecer as partes" (ROSS, 2006, p. 13).

Capel (1983, p. 5) explica os dois principais problemas encontrados na ciência geográfica. De um lado, está a dificuldade de se diferenciar o espaço na superfície terrestre. De outro, está o problema em desvendar a relação entre o homem e o meio, sobretudo em relação aos ajustes às mudanças ambientais naturais, bem como a repercussão das ações humanas sobre o meio.

Segundo Mendonça (2000), a maleabilidade da ciência geográfica leva à dicotomia representada na divisão entre física ou humana, iniciada a partir da escola possibilista, no século XIX na França. A escola possibilista, apesar de considerar a geografia como uma ciência dos

lugares, evidenciou os aspectos humanos em detrimento dos aspectos físicos e também o distanciamento e o desenvolvimento distinto da geografia física, ou natural, e da geografia humana.

Na Alemanha, a concepção da ciência geográfica era voltada essencialmente ao determinismo geográfico, cujos criadores eram Humboldt e Ritter, os quais acreditavam que o meio físico determinava as atividades do ser humano. Nessa concepção, apesar da crença de que o meio influenciava diretamente na organização do espaço humano, havia certa correlação entre os aspectos físicos e humanos, demonstrada sobretudo nos estudos do naturalista Humboldt, em sua obra *Cosmos*.

Mesmo após a decadência da escola possibilista, o entrave divisório continuou, porque persistiam abordagens específicas dos aspectos físicos e humanos, principalmente pela atuação de Emanuel De Martone, que desenvolvia uma geografia física em detalhes e enfatizava o estudo específico do quadro natural como objeto mais importante. Enquanto isso, Max Sorre influenciava a produção da geografia humana, enfatizando as idéias da escola possibilista, que tinha o homem, como centro das atenções. Nessa concepção, evidenciava a influência humana sobre a natureza. No mesmo período, Elissé Reclus criou a concepção de geografia social, que poderia ter evitado a ocorrência da dicotomia geográfica se não tivesse sido tão perseguida pelos dermatonianos e lablachianos franceses.

Para Sauer e Hartshorne, havia três grandes linhas de desenvolvimento: a geografia como ciência da diferenciação espacial, a geografia como ciência da integração de fenômenos heterogêneos e, em particular, da vida orgânica do meio físico (ciências da terra, estudos de áreas, relação homem-natureza), uma tradição espacial, por influência da revolução quantitativa.

Para Capel (1983), o século XVIII foi o momento decisivo para o desenvolvimento da ciência geográfica, porque, a partir de então, as especificidades dos estudos começaram a gerar ciências mais especializadas, voltadas aos estudos detalhados de aspectos antes considerados próprios da geografia. Entre essas novas ciências, podemos citar a cartografia, a geologia, a ecologia, algumas dessas anteriormente integrantes dos estudos geográficos.

Segundo o mesmo autor, desde o final do século XIX, Hettner e La Blache impulsionaram o estudo da geografia regional desde a perspectiva neokantiana, espiritualista e historicista, que insistia na singularidade da região e o caráter ideográfico do estudo. Durante a

revolução quantitativa, a abordagem corológica sofreu uma forte desvalorização e se deu lugar, em parte, à abordagem espacial. Entretanto, a mudança, conheceu um grande desenvolvimento com os pressupostos positivistas no campo da ciência regional. O novo interesse que existe hoje pela obra de Vidal e pela concepção regional como um todo está voltado a uma nova valorização dos estudos regionais.

> As viagens de descobrimentos e reconhecimentos científicos desenvolvidas pelos europeus até o começo do século XIX acabaram por produzir uma geografia excepcionalmente descritiva e narrativa dos lugares, verdadeiros "retratos escritos". Naturalistas, principalmente alemães como Kant, Ritter, Humboldt etc., desenvolveram muito bem essas atividades e nos legaram importantes documentos. Esses documentos se caracterizam como as primeiras bases de formação da geografia como ciência e, conseqüentemente, como base também para a geografia física (MENDONÇA, 2001, p. 30).

A tradição paisagística tem precedentes nas preocupações humboldtianas com a paisagem e a fisionomia da natureza. Mas, sobretudo, no início do século XX na Alemanha com a obra de Shlulter e de Passarge, claramente historicistas, e na França com os autores ligados a concepção regional vidaliana. Nos Estados Unidos, Carl Sauer e a escola de Bekley constituem um bom exemplo dessa tendência. Muito influenciado por Schluter e Passarge, Sauer enfatizou o estudo das paisagens culturais e destacou a dimensão temporal, que é chamada de "quarta dimensão em geografia", e o estudo do desenvolvimento histórico das paisagens passou a ser primário. Em sua valorização da história, chegou a criticar fortemente Hartshorne, por considerar que este não enfatizava suficientemente essa dimensão.

Durante os anos 1950 e 60, os geógrafos quantitativos abandonaram o estudo da paisagem, o qual, porém, continuou recebendo atenção por parte de alguns geógrafos físicos que, com base em uma formação regional-historicista, tentaram modernizar a análise, implantando termos pretensamente *sistêmicos*. Mais recentemente, os estudos de topofilia passam a ser principais nos aspectos subjetivos, que influenciam na *composição* e valorização das paisagens.

Outra concepção desenvolvida a partir da preocupação com o estudo da natureza foi a ecologia. A tradição ecológica traz à geografia, de maneira clara, o resultado do impacto do evolucionismo darwiniano. Ratzel, que tinha boa formação naturalista e que havia estudado com Haeckel, deu a sua obra uma dimensão decididamente ecológica apoiada em sua *teoria biogeográfica* e na geologia. A escola de ecologia humana de Chicago desenvolveu, nos anos

1920, essa mesma linha de investigação, com ênfase evolucionista e positivista. As obras de Barrows, de Max Sorre e de Carl Troll estão ligadas à concepção regional-paisagística e apresentam traços historicistas. Durante a revolução quantitativa, essa tradição foi defendida abertamente por E. Ackerman, que propôs a reestruturação dos estudos com base na *teoria geral dos sistemas*.

Para Mendonça (2001), embora a geografia física, como conhecimento científico ,tenha suas origens entre os naturalistas dos séculos XVII e XIX, foi com o aparecimento da geografia regional de Vidal de La Blache, na França do século XIX, que ocorreu realmente a concretização da geografia física como ramo de estudos específicos da ciência geográfica. Bem como resume Monteiro (2001, p. 21):

> A geografia ciência, do seu nascedouro alemão, ingressa no novo século oscilando na querela determinismo (Ratzel) – possibilismo (de La Blache) enquanto se geram as escolas nacionais européias e norte-americanas, mediante a institucionalização da disciplina nos currículos universitários. Os estudos de geografia física fornecem as bases aos estudos regionais, onde a ação do homem é apreciada em suas relações com a natureza. O estudo dos gêneros de vida nos grandes biócoros guarda muito de ilustração etnográfica na emergente Antropologia. Após o legado de Surell e Davis, a geomorfologia continua a evoluir preocupada em distinguir da erosão normal aquelas das regiões áridas (PASSARGE, 1904) e glaciais de montanha (PENCK, 1924). Mais adiante, Cotton (1942) tenta completar o quadro dos *Climatic Accidents in Landscape Making*. O estudo dos climas repousa nas bases traçadas pelo austríaco Julius Hann (l903) com definição caracterizada pela abstração dos estados médios da atmosfera sobre os lugares. Ao final da guerra, W. Köppen (1917) propõe o seu sistema de classificação, segundo a concepção estatística de Hann, ilustrada por seu continente hipotético louvado como tentativa de universal científica por Schaeffer (MONTEIRO, 2001, p. 21).

Naquela época, o meio natural era abordado nos estudos regionais e em comparações com os demais elementos sem a utilização de um método específico. Isso resultou em um caráter restritivo da abordagem em níveis regionais mais abrangentes e em analogias em escalas de maiores dimensões. Dessa forma, a geografia física ficou fadada a acabar, caso não ocorresse uma subdivisão em estudos mais específicos de cada aspecto do meio natural.

Essa subdivisão está caracterizada pelo enfoque dado aos estudos regionais da abordagem naturalista e possibilista dos componentes naturais individualmente, tais como o clima, a morfologia do relevo, a vegetação, as bacias hidrográficas, os solos, entre outros. Dessa

forma, surgiram os estudos individualizados e específicos denominados de climatologia, geomorfologia, biogeografia, hidrografia, pedologia, que se fortaleciam baseadas em outras ciências, tais como a meteorologia, a geologia, a biologia. Essas áreas específicas passaram a constituir as subdivisões específicas da ciência geográfica, mais especificamente da geografia física.

A geomorfologia, que constitui um dos resultados da subdivisão da geografia física, surgiu então com forte influência da geologia estrutural, e manteve-se muito correlacionada aos preceitos geológicos, aos quais Davis (1899), geólogo americano foi um dos geomorfólogos precursores, com a *teoria do ciclo erosivo*, um modelo teórico que trata de explicar as formas superficiais como resultado de um processo erosivo de caráter progressivo e seqüencial.

Nessa teoria, o relevo e sua evolução estão condicionados a fases de erosão representadas por fases de juventude, maturidade, senilidade, voltando a um novo ciclo ao termino de cada. Entretanto, apesar de muito difundida e aceita, sobretudo na França por alguns anos, com o passar do tempo surgiram novos estudos sobre relevo. Sua teoria foi posteriormente considerada como simplista e redutivista, porque não servia para explicar todos os ciclos erosivos, sobretudo pela falta de consideração do clima como elemento chave nesse contexto.

A epistemologia geográfica passou também a se desenvolver com base em aspectos geoecológicos, e com maior influência da climatologia. Novos conceitos e métodos de trabalho foram realizados. W. Penck (1924) passa a considerar o clima como elemento responsável pela morfogênese diferencial resultante dos processos endógenos e exógenos na superfície da Terra

Segundo Abreu (1983), houve a evolução diferenciada das análises entre os conceitos anglo-saxônicos, de um lado, com teorias e métodos de análises quantitativas, como a contraposição de instrumentos de pesquisa, e os germânicos, por outro lado, que criaram basicamente um sistema de classificação conceitual do objeto da geomorfologia expresso em suas divisões formais. Assim, desenvolveram-se, paralelamente, um método de pesquisa que valoriza, mormente, a cartografia geomorfológica e uma disciplina que incorpora parte do conteúdo formal de seu campo em um sistema de análise ambiental voltado para o homem e que surge como instrumento de articulação teórica com a geografia.

A evolução dos estudos sobre a evolução geomorfológica regional levou à descoberta de que as variações climáticas influenciam fortemente na erosão e na transformação do modelado. Essa constatação resulta no surgimento da geomorfologia climática.

Na Alemanha, Richthofen (1886) lança um guia para pesquisadores de campo com intuito de valorizar os estudos empírico-naturalistas e considerado o primeiro manual de geomorfologia moderna. A. Penck, em 1894, lança uma obra em que sistematiza teorias e formas de relevo, o que valoriza as representações do relevo por meio da cartografia geomorfológica.

Os trabalhos de W. Penck passaram a subsidiar diversos trabalhos da linha germânica, tais como os de Gerasimov e Mescerjakov, que estabeleceram conceitos determinados de *geotextura*, *morfoestrutura* e *morfoescultura*, os quais, mais tarde, subsidiaram novas metodologias a diversos trabalhos de cunho geomorfológico e cartografia geomorfológica no Brasil, entre os quais se pode destacar Ross (1990).

A. Chorlley criou, a partir da teoria de Davis, porém de forma bem mais aprofundada, a *teoria do sistema de erosão*, uma aplicação da *teia dos sistemas* à geomorfologia moderna e contemporânea. A climatologia foi marcada por documentações estatísticas e pela análise dos elementos do clima e suas gêneses, o que propiciou o aparecimento da climatologia dinâmica com Strahler, nos anos de 1950 e 60.

Na França, sob influência da abordagem sistêmica, a teoria de Davis e outros trabalhos de geólogos, Emmanuel De Martone, em 1944, lançam a obra intitulada *Tratado de geografia física*. Durante os primeiros 50 anos do século XX, esse trabalho influenciou muito a geografia física da época, a qual passou a desenvolver um estudo cada vez mais específico, que excluía quase totalmente o homem do seu quadro de abordagens e preocupações. Dessa forma, a geografia física demartoneana não inspirou o desenvolvimento de correntes que contribuíssem à sua continuidade e ficou fadada ao enfraquecimento em função, sobretudo do seu caráter preponderantemente positivista e descritivo dos componentes do meio físico.

Com o decorrer dos acontecimentos pós-Segunda Guerra mundial, muitas mudanças sucederam, sobretudo na abordagem das ciências, de modo a contribuir para um maior detalhamento dos seus métodos e instrumentos. Surgiu assim a chamada *nova geografia*.

> A década de 50 marcou o apogeu da aplicação da teoria dos sistemas à ciência em geral. Para a geografia física este fato configurou-se como o esforço do espírito de cientificidade que buscava. No nível da geografia, como um todo, as aplicações deste método associado à teoria dos modelos e a utilização da quantificação caracterizam uma nova produção do conhecimento geográfico, originando uma nova geografia (MENDONÇA, 2001).

Na geografia física, essas novas produções do conhecimento repercutiram também no uso de novas tecnologias, instrumentos de auxílio às bases metodológicas, sobretudo de captação de informações à distância, possibilitado pelo sensoriamento remoto, o qual passou a contribuir para o desenvolvimento da pesquisa geográfica, ao intensificar e diversificar as análises geográficas.

Deve-se destacar que o sensoriamento remoto não surgiu, *a priori*, para subsidiar as pesquisas geográficas, mas como necessidade estratégica militar bélica. A elaboração de mapas mais detalhados e mais atualizados, que também surgiu com o objetivo de auxiliar essas estratégias, passou a auxiliar os estudos geográficos e a ser valorizada como elemento de contribuição para o desenvolvimento econômico e importante instrumento para a análise e o uso racional das terras, bem como dos recursos naturais voltados, sobretudo, ao planejamento territorial regional.

Nesse contexto, juntamente com o desenvolvimento econômico, ocorreu o crescimento da população, que, numa progressão acentuada, necessita cada dia de mais recursos que supram as necessidades adquiridas com o desenvolvimento da espécie. Essa evolução gera, em contrapartida, a escassez e a degradação dos recursos naturais, o que faz surgir uma consciência ecológica voltada à valorização da natureza e a sua importância na manutenção da vida no planeta.

Dessa forma, a ecologia passou a ser uma ciência em evidência e, devido à sua proximidade com a geografia física, o jogo de influências entre ambas contribuiu para o desenvolvimento das concepções geoecológicas. Entretanto, a dicotomia criada ainda estava longe de ser minimizada.

Entre os autores, destaca-se Jean Tricart por suas produções que reflitiam os propósitos da geografia física atual. Essa atualidade é proposta por uma avaliação da natureza como um todo

dinâmico, cujas variáveis – relevo, clima, vegetação, hidrografia, degradação ambiental, ação antrópica – se inter-relacionam e interagem.

> a perspectiva da fisiologia da paisagem vai se fundamentar na biologia, em particular na idéia de organismo. A paisagem seria um organismo, com funções vitais e com elementos que interagem. À geografia caberia buscar estas inter-relações dos fenômenos de qualidades distintas que coabitam numa determinada porção do espaço terrestre. Esta perspectiva introduz a ecologia no domínio geográfico (MORAES, 1997, p. 15).

Destaca-se que os princípios da teoria geral dos sistemas, apesar de ter sido assim rotulado por Bertalanffy na década de 50, já eram muito difundidos entre os grandes filósofos, alguns dos quais possuíam, em suas análises, uma abordagem sistêmica e, em suas descobertas, buscavam estabelecer relação entre os aspectos estudados. O próprio conceito de *organismo*, como princípio de organização da natureza, advém da época dos gregos, e está presente desde Platão pela idéia de alma do mundo, conforme explica Gonçalves (2006, p.51).

A organização do conjunto para Christofoletti (1979) é decorrente das relações entre os elementos, e o grau de organização entre eles confere o estado e a função de um todo. Cada todo está inserido em um conjunto maior – o universo –, que, formado por subsistemas, compreende a soma de todos os fenômenos e dinamismos em ação.

Gonçalves (2006), em seu estudo sobre um dos principais filósofos da natureza, Schelling, destaca que as idéias desse filósofo tiveram grande influência dos importantes pensadores alemães, entre eles Alexander Von Humboldt, considerado um dos pais da ciência geográfica, que era objeto, já na sua época, de uma interpretação sistêmica. Suas incursões a procura de novas descobertas subsidiavam e enriqueciam suas pesquisas sobre os aspectos naturais, o que possibilitou a criação de alguns dos fundamentos da geografia da natureza e, posteriormente, da *geografia física*.

> A história da geografia física é antiga, poderíamos iniciar uma reflexão com base em Humboldt (1982), na introdução de sua obra Cosmos, escrita entre 1845/62, para quem existia duas disciplinas que tratavam da natureza: uma a física, que estudava os processos físicos, a outra a geografia física, que estudava a interconexão dinâmica dos elementos da Natureza através de uma visão integrada concebida a partir do conceito de paisagem. A concepção de geografia física de Humboldt contrapõe-se às concepções de Ritter (1982) quando, no ano de 1850, escreve sobre a organização de espaço na superfície do globo e sua função no desenvolvimento histórico (SUERTEGARAY & NUNES, 2001, p. 5).

Segundo Suertegaray (2001), a concepção de geografia física fragilizou-se ao longo do século XX por conta da hegemonia do método positivista. Após os anos 70, a conjunção e a complexidade tomaram conta da discussão científica. A partir desse momento, com a emergência da questão ambiental, a geografia passou a buscar esse (re)encontro, que não é somente a conjunção dos constituintes da natureza (geografia física), mas, antes de mais nada, o (re)encontro com a *geografia humana*.

Essa pesquisa, além de estar fundamentada em concepções epistemológicas mais voltadas às linhas de pesquisa geomorfológicas aplicadas e de análise integrada, procura ter como alicerce os princípios sistêmicos já levados em consideração na época dos grandes filósofos Sócrates e Aristóteles e pelos naturalistas, cujos conceitos e teorias influenciaram o desenvolvimento das ciências. Entre os conceitos está o de *organismo*, que teve grande peso no desenvolvimento das teorias posteriormente postuladas, inclusive a teoria geral dos sistemas, muito versada na ciência geográfica moderna.

A presente pesquisa apresenta fundamentos teórico-metodológicos baseados em três abordagens principais. Todas elas possuem como ponto de apoio a integralidade com enfoque sistêmico. A primeira trata-se da *teoria geral dos sistemas*, elaborada por Ludwig Von Bertalanffy, a qual dá suporte a diversas abordagens sistêmicas na geografia. A segunda é a teoria do *equilíbrio dinâmico*, elaborada por Hack (1960) com base em críticas ao ciclo geomórfico de Davis, que está relacionada às variações de equilíbrio constantes nos sistemas abertos e objetiva um estudo voltado para explicar as diversidades das formas e materiais que constituem o relevo.

A última trata de uma proposta mais específica, voltada à análise integrada e aplicada, com finalidade de atribuir níveis de *fragilidade ambiental* para cada diversidade de formas, materiais e processos que ocorrem nos sistemas litorâneos, sobretudo na planície costeira. A princípio, será baseada na proposta de Ross (1994), a qual está mais voltada para estudos de fragilidade em ambientes localizados no interior do continente e dela derivam os princípios abordados que auxiliam nas correlações dos aspectos analisados.

Outras duas abordagens, não menos importantes a ser seguidas e apresentadas nesta pesquisa, são as de Ab'Saber (1969), que trata da compartimentação do relevo, e Tricart (1977, 1992), com os princípios ecodinâmicos da paisagem.

> ... a partir da aceitação das premissas que identificam o relevo em um contexto geográfico e que forneceram os subsídios para se fundamentar a busca da essência das formas assim ancoradas, através da oposição das forças que as originaram e, de outro lado, da definição de um critério de agrupamento espacial dos relevos produzidos tanto através da oposição de forças endógenas-exógenas, quanto da oposição altas-baixas vertentes. É evidente que este critério duplo representa um esforço destinado a simplificar, para facilitar a classificação, na medida em que a gênese das formas inclui estes aspectos em um mesmo sistema de produção. Assim, quando se considera a forma como resultado da oposição dialética entre forças internas e externas, já se assimilou o papel da gravidade e o segundo critério é, em boa parte, instrumental no contexto da análise, implicando a localização espacial das formas originadas e dos processos intervenientes. Isto se justifica, porém, face às propriedades que o relevo assumirá, tanto do ponto de vista geoecológico como sócio-reprodutor e que se diferenciará sensivelmente segundo sua posição em relação a geometria de forças que se opõem no sistema onde divisor-talvegue definem limites entre origem e fim relativo de fluxos de energia e matéria (ABREU, 1983, p. 93).

A fundamentação teórico-metodológica aqui apresentada não esgota essa abordagem nem cita todos os autores que contribuíram para o desenvolvimento da ciência geográfica e geomorfológica. Porém, muitos foram os autores em que o desenvolvimento desta pesquisa se fundamentou. Apresentou-se aqui uma revisão dos mais importantes a fim de enfatizar as contribuições que interessam diretamente a esta pesquisa.

CAPÍTULO 4. FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

4.1. A Abordagem Sistêmica

A maior dificuldade de Bertalanffy foi, na época, a tendência científica a uma abordagem mecanicista e reducionista, a qual se mostrava insuficiente para os problemas voltados aos estudos teóricos em ciências biossociais por causa do caráter fragmentado das análises nos sistemas, além das críticas que também o fizeram hesitar.

Ao contrário do pensamento mecanicista, segundo qual o mundo é uma coleção de objetos, na visão sistêmica os próprios objetos são redes de relações. Entre as características dos níveis sistemáticos, está a de que todo pensamento sistêmico é ambientalista, conforme Leff, porque é um pensamento contextual, ou seja, a ciência sistêmica mostra que as propriedades das partes não são propriedades intrínsecas, mas só podem ser entendidas dentro de um contexto maior.

> Só recentemente se tornou visível a necessidade e a exeqüibilidade da abordagem dos sistemas. A necessidade resultou do fato de o esquema mecanicista das séries causais isoláveis e de tratamento por parte terem se mostrado insuficientes para atender aos problemas teóricos, especialmente nas ciências biossociais, e aos problemas práticos propostos pela moderna tecnologia. A viabilidade resultou de várias novas criações teóricas, epistemológicas, matemáticas, etc – que, embora ainda no começo, tornaram-se progressivamente realizável o enfoque dos sistemas (BERTALANFFY, 1975, p. 28-29).

A teoria geral dos sistemas, elaborada a princípio pela necessidade de Bertallanffy em uma concepção organísmica, na Biologia, que enfatizasse a consideração do organismo como totalidade, ou sistema, e cujo objetivo principal fosse a descoberta dos princípios de organização, nos seus vários níveis.

> Podemos declarar, como característica da ciência moderna, que este esquema de unidades isoláveis, atuando segundo a causalidade em um único sentido, mostrou-se insuficiente. Daí o aparecimento em todos os campos da ciência de noções tais como totalidade, holístico, organísmico, gestalt etc., significando todas que, em última instância, temos de pensar em termos de sistemas de elementos em interação mútua (BERTALANFFY, 1975, p. 71-72).

Antes mesmo da elaboração da teoria geral dos sistemas, Bertalanffy acreditava na idéia de que os organismos são coisas organizadas e que os biólogos deveriam descobrir em que

aqueles se consistiam. Referia-se a uma metodologia chamada *teoria sistêmica do organismo* e reconhecia, segundo a sua concepção organísmica, a existência de modelos, princípios e leis aplicáveis a sistemas generalizados ou a subclasses independentemente de sua natureza, do caráter dos elementos componentes e das relações ou forças existentes entre eles. Em 1947, lançou uma nova disciplina chamada *teoria geral dos sistemas*.

> A finalidade da teoria geral dos sistemas foi recebida com incredulidade, sendo julgada fantástica ou presunçosa. Além do mais – objetiva-se – a teoria era trivial, porque os supostos isomorfismos eram simplesmente exemplos do truísmo segundo o qual a matemática pode aplicar-se a todas as espécies de coisas e, portanto, não tem maior peso do que a "descoberta" de que 2 + 2 = 4 é igualmente verdadeira para maçãs, dólares e galáxias. Dizia-se também que era uma teoria falsa e desnorteadora, porque as analogias superficiais – como na famosa similitude entre a sociedade um "organismo" escamoteiam as diferenças reais, assim conduzem a conclusões erradas e mesmo moralmente inaceitáveis. Ou, ainda uma vez, dizia-se que a teoria alegava "irredutibilidade"dos níveis superiores aos inferiores, o que era evidente em vários campos, tais como na redução da química aos princípios físicos ou dos fenômenos da vida à biologia molecular (BERTALANFFY, 1975, p. 31-32).

Dessa forma, Bertalanffy se manifestou diante de inúmeras críticas à sua tentativa de criação de uma teoria geral dos sistemas. Encontrou muita resistência no meio científico e acadêmico da época, mostrando-se decepcionado com isso. Como toda teoria revolucionária, recebeu críticas construtivas e destrutivas, assim que lançada. Apesar disso, a teoria geral dos sistemas passou a enfatizar e subsidiar estudos ambientais de diversas áreas do conhecimento científico até mesmo em estudos do comportamento social do ser humano.

Posteriormente e a partir da versão previamente lançada, a teoria geral dos sistemas foi sendo modificada e melhor apresentada na década de 1950, por meio da publicação *General systems yearbook*. A partir daí, a compreensão sobre a teoria ampliou-se e sua aplicação passou a ser aceita e praticada em muitas áreas do conhecimento científico, gerando novas teorias específicas a cada área, conforme Vale (2004).

Empolgado com a difusão da sua idéia, que considerava "possivelmente o modelo do mundo como uma grande organização que ajude a reforçar o sentido de reverência pelos seres vivos, que quase perdemos nas últimas sanguinárias décadas da história humana" (BERTALANFFY, 1975, p. 76), lançou o livro *Teoria geral dos sistemas*, em 1968.

Dessa forma, acreditando na provável integração das ciências individuais e buscando uma meta de unidade no sentido de alcançar uma teoria exata nos campos não físico da ciência, Bertalanffy explica os principais propósitos futuros da criação da teoria geral dos sistemas:

> Acreditamos que a futura teoria geral dos sistemas nos mostrará ser um grande passo no sentido da unificação da ciência. Pode estar destinada na ciência do futuro a desempenhar um papel semelhante ao da lógica aristotélica na ciência da Antiguidade. A concepção grega do mundo era estática, sendo as coisas consideradas reflexos de arquétipos ou idéias eternas. Por conseguinte, o problema central da ciência era a classificação, cujo *organon* fundamental é a definição de subordinação e subordinação dos conceitos. Na ciência moderna, a interação dinâmica parece ser o problema central em todos os campos da realidade. Seus princípios gerais terão de ser definidos pela teoria dos sistemas (BERTALANFFY, 1975, p. 125).

Bertalanffy tinha entre suas intenções uma maior abrangência na aplicação da teoria geral dos sistemas. Visava perspectivas mais amplas tais como, a aplicação da idéia de sistema aos grupos humanos, sociedade e à humanidade na sua totalidade explicando que a aplicação da teoria não se limitava apenas as ciências exatas e biológicas, de acordo com Vale (2004).

> A aplicação prática [...] mostra especialmente que o enfoque dos sistemas não se limita às entidades materiais em física, Biologia e outras ciências naturais, mas é aplicável a entidades que são parcialmente imateriais e altamente heterogêneas. A análise dos sistemas, por exemplo, de uma empresa industrial abrange homens, máquinas, edifícios, entrada de matérias-primas, saída de produtos, valores monetários e outros imponderáveis. Pode dar respostas definidas e indicações práticas (BERTALANFFY, 1975, p. 261).

A explicação sobre a elaboração e o desenvolvimento da teoria geral dos sistemas nos remete à necessidade de uma definição clara do conceito de sistema para Bertalanffy, bem como definições no âmbito da ciência geográfica.

Para Bertalanffy (1975), o sistema é definido como um complexo de componentes em interação, conceitos característicos das totalidades organizadas, tais como interação, soma, mecanização, centralização, competição, finalidade etc., e aplica-o a fenômenos concretos.

Assim sendo, tornam-se necessárias algumas considerações mais específicas sobre os conceitos componentes da teoria geral dos sistemas que serão utilizados mais adiante.

Com base nos trabalhos de Kennedy e Chorley (1971), Goldsmith, (1999); Ricklefs (1996); Boulding (1992); Katz & Kahn (1987); Bertalanffy (1973), Mota (2006), relativos às

trocas de energia que ocorrem na paisagem, que são consideradas na teoria geral dos sistemas e foram mais tarde incorporadas à teoria do equilíbrio dinâmico, destacam-se:

a) *input* de energia – nenhum organismo é auto-suficiente, pois necessita sempre de entrada de energia, de importação de energia do ambiente externo; os sistemas abertos importam energia do ambiente; os seres animais e vegetais sobrevivem devido à troca constante de energia;

b) transformação de energia – toda energia que entra como *input* no organismo é transformada, processada em forma de uma nova energia; a energia importada do ambiente é transformada em energia disponível; a natureza processa materiais em forma de nova energia, visando à sobrevivência das espécies;

c) entropia negativa – os organismos do meio ambiente se desgastam e tendem a morrer, por isso é imprescindível que esses sistemas adquiram entropia negativa; para sobreviver, os sistemas abertos precisam mover-se, a fim de deter o processo entrópico; necessitam adquirir entropia negativa – energia transformada de baixa entropia – visando a evitar a desorganização do sistema; assim, o processo entrópico dos sistemas abertos conduz à desestruturação dos organismos biológicos, sistema aberto, que importa mais energia do meio ambiente do que a que desprende, armazena energia e adquire entropia negativa;

d) *feedback* negativo – todo sistema aberto, ao receber energia ou *input* em demasia, emite uma mensagem de *feedback* negativo com o intuito de manter o sistema na direção correta; os *inputs* para os sistemas abertos não consistem somente em materiais contendo energia, os quais são transformados em novas formas de energia; as entradas de materiais nos sistemas abertos também são de caráter informativo, proporcionando uma sinalização, uma espécie de sensor que avisa o sistema sobre a qualidade de energia retroalimentada; o mecanismo de *feedback* negativo permite aos sistemas abertos corrigir distorções e chegar a um novo estado de equilíbrio; quando o *feedback* de um sistema é interrompido, o seu estado de equilíbrio desaparece, a entropia domina os seus mecanismos de retroalimentação, conduzindo-o ao perecimento; energia de baixo aproveitamento;

e) homeostase – consiste em um conjunto de elementos auto-reguladores de um sistema aberto que permite manter o estado de equilíbrio do meio ambiente; a energia importada do meio ambiente de baixa entropia é usada para manter uma constância no sistema; existe um intercâmbio constante entre os diversos sistemas por meio de influxos e exportação de energia; o processo homeostático envolve a manutenção do sistema por intermédio da variabilidade reduzida, decorrente dos efeitos externos; o importante é a preservação do caráter estável do sistema; o excesso de energia entrópica faz com que o sistema não mais suporte o estado de equilíbrio inicial e o conduz a um novo ponto de equilíbrio ou a sua completa deterioração; observa-se que mudanças quantitativas precisam de subsistemas de apoio que produzam melhoras qualitativas no funcionamento de um sistema. Comprovam-se, assim, os aspectos dinâmicos característicos dos sistemas naturais, que se comportam de forma não linear, mas altamente organizada no que tangem às trocas de energia e matéria que circulam no sistema natural.

Dessa forma, um sistema se define como um complexo de elementos em interação de natureza ordenada e não fortuita. O principal enfoque da teoria geral dos sistemas é ser interdisciplinar, isto é, pode ser utilizada para fenômenos investigados nos diversos ramos tradicionais da pesquisa científica. Ela não se limita aos sistemas materiais, mas aplica-se a todo e qualquer sistema constituído por componentes em interação. Além disso, a teoria geral dos sistemas pode ser desenvolvida em várias linguagens matemáticas, em linguagem escrita ou ainda computadorizada. A teoria de sistemas possibilitou, por exemplo, a unificação de diversas áreas do conhecimento, porque *sistema* é um conjunto de elementos em interação e intercâmbio com o meio ambiente.

Assim sendo, para um melhor entendimento da TGS e sua utilização é necessária consideração das características dos sistemas.

a) Funcionalismo – embora essa palavra apresente várias conotações, fundamentalmente o termo dá ênfase a sistemas de relacionamento e à unificação das partes e dos subsistemas em um todo funcional. O funcionalismo procura ver nos sistemas suas partes componentes, realçando que cada elemento tem uma

função a desempenhar no todo. Isso significa que cada elemento de um subsistema tem um papel a desempenhar em um sistema mais amplo.

b) Holismo – um conceito estreitamente relacionado ao do funcionalismo é a concepção de que todos os sistemas se compõem de subsistemas e seus elementos estão inter-relacionados. Isso significa que o todo não é uma simples soma das partes e que o próprio sistema só pode ser explicado como uma globalidade. O holismo representa o oposto do elementarismo, que encara o total como soma das partes individuais.

O conceito de organização como um sistema complexo de variáveis torna-se cada vez mais importante na sua análise e compreensão. Assim, para um melhor entendimento da TGS, julga-se também necessária a consideração de alguns conceitos que pressupõem o desenvolvimento dessa teoria, entre os quais se destacam:

a) tipos de sistemas – fechado e aberto. Um sistema fechado é aquele que não realiza intercâmbio com o seu meio externo, tendendo necessariamente para um progressivo caos interno, desintegração e morte. Um sistema aberto é aquele que troca matéria e energia com o seu meio externo. Para Bertalanffy (1954; 1975), a organização é um sistema aberto, isto é, um sistema mantido em importação e exportação (*input e output*), em construção e destruição de componentes materiais, em contraste com os sistemas fechados de física convencional, sem intercâmbio de matéria com o meio. Considerando a perspectiva de sistema aberto, podemos dizer que um sistema consiste em quatro elementos básicos:

- objetivos – são partes ou elementos do conjunto; dependendo da natureza do sistema, os objetivos podem ser físicos ou abstratos;
- atributos – são qualidades ou propriedades do sistema e de seus objetos;
- relações de interdependência – um sistema deve possuir relações internas com seus objetos. Essa é uma qualidade definidora crucial dos sistemas; uma relação entre objetos implica um efeito mútuo ou interdependência.

> O vocábulo sistema, representando conjunto organizado de elementos e de interações entre os elementos, possui uso antigo e difuso no conhecimento científico (por ex. o sistema solar). Todavia, a preocupação em se realizar abordagem sistêmica conceitual e analítica rigorosa surgiu explicitamente

> na biologia teorética, na década de 30. Em função de usar da analogia com os sistemas biológicos, a abordagem foi absorvida e adaptada em várias outras disciplinas. A parir da década de 80 a analogia referencial está relacionada com os sistemas dinâmicos, desenvolvidos na física e química (CHRISTOFOLETTI, 1998, p. 4-5).

b) meio ambiente: os sistemas não existem no vácuo; são afetados pelo seu meio circundante.

Os sistemas apresentam também entradas (*inputs*), saídas (*outputs)*, a entrada é composta por aquilo que o sistema recebe, é o alimento do sistema; por exemplo, um rio recebe água da precipitação e sedimentos fornecidos pelas vertentes; a Terra recebe energia solar; um animal recebe alimentação. Pode exemplificar com outros tipos de entrada como um fábrica que recebe matéria-prima para sua produção. Cada sistema é alimentado por determinados tipos de entradas: processamento, meio externo, variáveis endógenas, interface, ambiente externo, variáveis exógenas.

Na geomorfologia, o conceito de sistema foi introduzido por Chorley, em 1962, e vários aspectos dessa abordagem foram considerados por Christofoletti (1979), Strahler (1980), Hugget (1985), Scheidegger (1991), entre outros, e foi responsável por salientar o aspecto conectivo do conjunto, formando uma unidade, de acordo com a perspectiva de que um sistema é um conjunto estruturado de objetos e/ou atributos. Esses objetos e atributos consistem de componentes ou variáveis (isto é, fenômenos passíveis de assumir magnitudes variáveis) que exibem relações discerníveis entre si e operam como um todo complexo de acordo com determinado padrão. Mais recentemente, ao fazer breve revisão sobre a teoria de sistemas, Haigh (1985, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998), assinalou que "um sistema é uma totalidade que é criada pela integração de um conjunto estruturado de partes componentes, cujas inter-relações estruturais e funcionais criam uma inteireza que não se encontram implicadas por aquelas partes componentes quando desagregadas".

Para Christofoletti (1979), as estruturas de um sistema apresentam três características principais: tamanho (determinado pelo número de unidades que compõem o sistema); correlação (o modo pelo qual as variáveis de um sistema se relacionam); e causalidade (mostra qual é a variável independente, que controla a variável dependente, a qual apenas sofre modificações se a primeira se alterar).

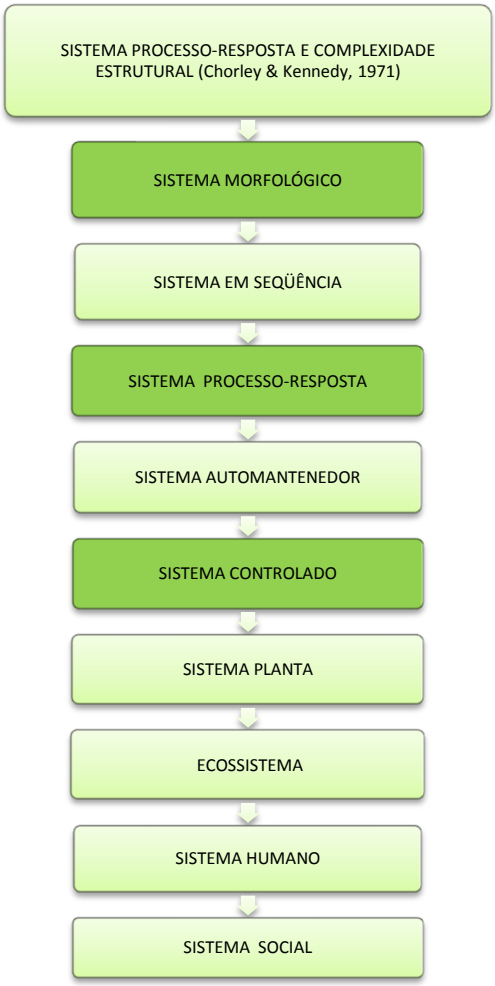


Figura 7. Complexidade estrutural dos sistemas distintos
Fonte: Chorley & Kennedy (1971 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1979) (modificado).

Ao conceituar os fenômenos como sistemas, uma das principais atribuições e dificuldades está em identificar os elementos, seus atributos (variáveis) e suas relações a fim de delinear com clareza a extensão abrangida pelo sistema em foco. Praticamente, os sistemas envolvidos na análise ambiental funcionam dentro de um ambiente, fazendo parte de um conjunto maior, no qual se encontra inserido o sistema particular que se está estudando; o primeiro pode ser denominado de universo, o qual compreende o conjunto de todos os fenômenos e eventos que, por meio de suas mudanças e dinamismo, apresentam influências condicionadoras no sistema focalizado, e também de todos os fenômenos e ventos que sofrem alterações e mudanças por causa do comportamento do referido sistema particular.

No âmbito do universo, a fim de estabelecer uma ordem classificatória, podem-se considerar os primeiros como sistemas antecedentes e ou controlantes e os últimos como sistemas subseqüentes ou controlados (conforme figura 7) . Entretanto, não se deve pensar que exista apenas um encadeamento linear, seqüencial, entre os sistemas antecedentes, os sistemas que estão sendo estudados e os sistemas subseqüentes, já que, pelo mecanismo de retroalimentação (*feedback)*, os sistemas subseqüentes se encontram numa perfeita interação entre todo o universo (CHRISTOFOLETTI, 1998).

As entradas que o sistema recebe sofrem transformações em seu interior e, posteriormente, são enviadas para fora; isso constitui a saída ou o*utput*, portanto toda entrada corresponde a um tipo de saída. Com relação a esses conceitos:

> [...] deve-se chamar atenção para a diferença ente as definições propostas por Hall & Fagen e por Thornes & Brunsden. Para os primeiros, basta haver funcionamento e relacionamento para que o sistema seja caracterizado; para os segundos, deve se acrescentar que o sistema funciona para executar determinada tarefa, procurando atingir um objeto ou finalidade. Neste caso, os sistemas são organizados para realizar determinada finalidade no conjunto da natureza. Por exemplo, as bacias hidrográficas são organizadas para escoar a quantidade de água e de detritos que são fornecidos para a sua área de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 3).

Alguns dos princípios da dinâmica do sistema são:

- todas as partes de um sistema são relacionadas; assim, uma alteração numa das partes causa necessariamente uma mudança em todas as demais; isso significa que a consolidação dos objetivos requer uma integração do próprio sistema;
- em vista da grande complexidade que existe no relacionamento entre as variáveis do sistema e em razão dos muitos laços que interligam os subsistemas, os efeitos das mudanças que incidem sobre o modelo são contra-intuitivos e devem ser analisados pela construção e validação de um modelo;
- para o campo de atuação da geografia física e da análise ambiental, Chorley & Kennedy (1971) propõem uma classificação estrutural em que quatro dos onze sistemas se destacam no âmbito da presente pesquisa.
    a) Sistemas morfológicos – são compostos somente pela associação das propriedades físicas dos sistemas e de seus elementos componentes,

ligados com os aspectos geométricos e de composição, constituindo os sistemas menos complexos das estruturas naturais. Correspondem às formas, sobre as quais se podem escolher diversas variáveis a ser medidas (comprimento, altura, largura, declividade, granulometria, densidade e outras). A coesão e a direção da conexidade entre tais variáveis são reveladas pela análise de correlação.

Esses sistemas morfológicos em funcionamento podem ser isolados, fechados ou abertos. Os que normalmente pertencem ao interesse do pesquisador ambiental são abertos ou fechados, e muitas de suas propriedades podem ser consideradas como respostas ou ajustamentos ao fluxo de energia ou matéria por meio dos sistemas em seqüência aos quais estão ligados.

Conforme afirma Christofoletti (1998), no contexto da geomorfologia, as redes de drenagem, as vertentes, as praias, os canais fluviais, as dunas e as restingas são exemplos de sistemas morfológicos, nos quais se podem distinguir, medir e correlacionar as variáveis geométricas e as de composição.

b) Sistemas em seqüência ou encadeantes – são compostos por uma cadeia de subsistemas, que possuem tanto grandeza como localização espacial e são dinamicamente relacionados em uma cascata de matéria e energia. O posicionamento dos subsistemas é contíguo e, nessa seqüência, há saída (*output*) de matéria e energia. O posicionamento dos subsistemas torna-se a entrada (*input*) para o subsistema de localização adjacente, que incide na caracterização dos fluxos de matéria e energia e nas transformações ocorridas em cada subsistema.

Destaca-se que, dentro de cada subsistema, deve haver um regulador que trabalhe a fim de repartir o *input* recebido de matéria e energia em dois caminhos: armazenando-o e fazendo-o atravessar o subsistema e tornando-o (ou depositando) ou fazendo-o atravessar o subsistema.

Dentro desse sistema em seqüência, pode-se ainda estabelecer a focalização analítica principal, que é verificar as relações entre a entrada e a saída. Conforme o grau de detalhamento que se deseja obter, há três maneiras distintas de análise:

- *caixa branca* – tentativa no sentido de identificar e analisar as estocagens, os fluxos e outros processos, a fim de obter conhecimento detalhado e claro de como a organização interna do sistema funciona para transformar um *input* em *output*;
- *caixa cinza* – envolve conhecimento parcial do funcionamento do sistema, quando o interesse central é apenas um número limitado de subsistemas, sem considerar as suas operações internas;
- *caixa preta* – o sistema é tratado como unidade, sem qualquer consideração a propósito de sua organização e funcionamento interno. A atenção dirige-se somente para o caráter do *output* resultante de *inputs* identificados.

c) Sistemas de processos-respostas – são formados pela combinação de sistemas morfológicos e sistemas em seqüência. Estes indicam o *processo*, enquanto aqueles representam a *forma*, a resposta a determinado funcionamento. Ao definir os sistemas de processos-respostas, a ênfase maior é identificar as relações entre o processo e as formas que dele resultam, caracterizando a globalização do sistema. Conseqüentemente, pode-se definir e estabelecer um equilíbrio entre o processo e as formas, de modo que qualquer alteração no sistema em seqüência será refletida por alteração na estrutura do sistema morfológico (isto é, na forma), por reajustamento das variáveis, com vista a alcançar um novo equilíbrio, estabelecendo uma nova forma.

Já as alterações ocorridas nas formas podem afetar a maneira pela qual o processo se realiza, causando modificações na qualidade dos *inputs* fornecidos ao sistema morfológico. Por exemplo, se houver o aumento da capacidade de infiltração de determinada área, haverá diminuição no

escoamento superficial e na densidade de drenagem, o que reflete na diminuição da declividade das vertentes. Essa diminuição, por sua vez, facilita a capacidade de infiltração e diminui o escoamento superficial. Ao contrário, se houver diminuição da capacidade de infiltração de uma área, haverá aumento do escoamento superficial e da densidade de drenagem, o que refletirá em maior declividade das vertentes. Esse aumento, por sua vez, dificultará a capacidade de infiltração e aumentará o escoamento superficial.

d) Sistemas controlados – são aqueles que apresentam a atuação do homem sobre os sistemas de processo-resposta. A complexidade é aumentada pela intervenção humana. Quando se examina a estrutura dos sistemas de processo-resposta, verifica-se que há certas variáveis-chave, ou válvulas, sobre as quais o homem pode intervir para produzir modificações na distribuição de matéria e energia dentro dos sistemas em seqüência e, conseqüentemente, influenciar nas formas que relacionadas a eles. Por exemplo, ao modificar a capacidade de infiltração ou a movimentação de areias em determinada área, o homem pode produzir, consciente ou inadvertidamente, modificações consideráveis na densidade de drenagem ou na geometria da praia. Conseqüências também podem ser atribuídas à introdução pelo homem de novas espécies vegetais ou novas atividades de uso do solo na organização regional de determinadas ares, causando os impactos antrópicos no sistema ambiental.

Entre os sistemas apresentados por Chorley & Kennedy (1971), que levam em conta a complexidade estrutural, consideram-se os sistemas morfológicos, os sistemas processo-resposta e os sistemas controlados como os que mais interessam a essa pesquisa, conforme mostrado na figura 7.

Com base em Chorley, foi criada uma corrente sistêmica na geografia, sobretudo na geomorfologia. Posteriormente os pressupostos da abordagem sistêmica se fizeram presentes na geografia como um todo sem, entretanto, que se assumisse tal propósito, houve uma certa

aceitação, assim como se pode observar nas palavras de Santos (2002) para explicar a noção de espaço geográfico e análise correspondente.

> o espaço, objeto essencial dos estudos geográficos, sendo considerado como um sistema, todo espaço, independente de sua dimensão, seria assim susceptível de uma análise correspondente. Haveria assim, entre os diferentes espaços e os sistemas correlatos, uma espécie de hierarquia; e isto contribuiria para explicar as localizações e as polarizações (SANTOS, 2002, p. 78).

Segundo Santos (2002), um sistema pode ser definido por um nódulo, uma periferia e a energia mediante a qual as características iniciais elaboradas e localizadas no centro conseguem projetar-se na periferia, que será assim modificada por elas. E diz que somente dessa forma seremos capazes de apreender sistematicamente as articulações do espaço, bem como reconhecer a sua própria natureza. Essa abordagem deveria possibilitar a definição, de maneira exata e particular, de cada pedaço da Terra.

Dessa forma, continua Santos (2002, p. 80), cada sistema espacial e as localizações correspondentes aparecem como o resultado de um jogo de relações; a análise será tanto mais rigorosa quanto mais sejamos capazes de escapar às confrontações entre variáveis simples que, na maioria das vezes, levam a análises causais ou a relações de causa e efeito, as quais isolam artificialmente certas variáveis e impedem abrangência da totalidade das interações.

> Sempre um sistema substitui o outro porque o sistema espacial é sempre a conseqüência da projeção de um ou vários sistemas históricos. Como o espaço contém características das diferentes idades das variáveis correspondentes, tal enfoque deveria permitir uma interpretação mais cuidadosa e mais sistemática das sobrevivências e das filiações (SANTOS, 2002, p. 80).

Os problemas das relações entre o que é atual e o passado encontrariam, assim, a solução bem mais fácil, já que eles são estudados fora do quadro limitado das histórias particulares de cada variável. Com efeito, a evolução do espaço não é o resultado da soma das histórias de cada dado, mas o resultado da sucessão de sistemas.

Os estudos geográficos, geralmente, em busca da representação da realidade, acabam se confrontando com a representatividade, ou a escala de abordagem, a qual é considerada como um problema para representar todos os fenômenos que compõem a natureza de um espaço.

A partir desse pressuposto, a escala como problema do estudo ganha nova dimensão. Se for necessidade da análise, pode-se sempre limitar certa parte do espaço. Entretanto, não se deve,

por isso, imaginar que a análise se circunscreva a essa escala geográfica; ao contrário, a escala do estudo ultrapassa essa escala "natural" cada vez que as variáveis consideradas forem definidas em relação a sistemas de um nível superior, explica Santos (2002).

Não obstante a esses fatores discutidos, outros conceitos são introduzidos na ciência geográfica apoiados na essência dos princípios geossistêmicos, entre os quais podemos citar o *Extrato geográfico da Terra*, assim denominado por Grigoriev (1968), que se trata da estreita faixa entre o limite externo, formado pela camada de ozônio (localizada na extratosfera) e os limites internos, correspondentes à crosta terrestre, que se interconectam e se inter-relacionam em trocas de energia e matéria entre os seus componentes, entre os extratos geográficos e os elementos do universo, numa relação de dependência mútua. Esse conceito resume de fato, a interpretação da geografia física com relação ao conceito de sistema. Entretanto, não menciona a importância do equilíbrio que existe em um sistema.

Para um melhor entendimento desse funcionamento, podem-se levar em consideração os processos endógenos e exógenos de Penk (1924, 1953) atuantes nesse extrato geográfico que se dá pelas forças antagônicas. As forças antagônicas endógenas e exógenas atuam sobre o "extrato geográfico" e regulam os fluxos de energia e matéria. As forças endógenas são representadas pelas ações tectônicas e as forças exógenas, pela energia solar na atmosfera e nas variações climáticas.

Nesse sentido, apresenta Klink (1974) a importância da interação das informações dentro do chamado geocomplexo, conceito que considera o relevo como formas não desconectadas da dinâmica e gênese, dentro de um contexto de dependência mutua (substrato rochoso, solo, clima) e o geobiótopos, ambientes definidos pela vida e hidrologia.

Na ciência geográfica, a abordagem sistêmica pode ser atribuída, de maneira genérica, às análises integradas dos componentes dos sistemas naturais, entendendo-se sistema como um conjunto de unidades que mantêm relações entre si e o seu grau de organização, o qual permite que assuma função de um todo, maior que a soma das partes, conforme afirmou Miller (1965, *apud*, CHRISTOFOLETTI, 1979).

De acordo com Tricart (1977), o conceito de *sistema* é o melhor instrumento lógico de que dispomos para estudar os problemas do meio ambiente, porque permite adotar uma atitude dialética entre a necessidade da análise resultante do próprio progresso da ciência, e das técnicas

de investigação, e a necessidade contrária, de uma visão de conjunto, que enseja uma atuação eficaz sobre esse meio ambiente. Para Tricart, o conceito de sistema é, por natureza, de caráter dinâmico e por isso adequado a fornecer os conhecimentos básicos para uma atuação, o que não é o caso de um inventário, por natureza estático.

> Sistema é um conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia. Esses fluxos originam relações de dependência mútua entre os fenômenos. Como conseqüência, o sistema apresenta propriedades que lhe são inerentes e diferem da soma das propriedades dos seus componentes. Uma delas é ter dinâmica própria, específica do sistema. Cada um dos fenômenos incorporados num sistema geralmente pode ser analisado, ele mesmo, como um sistema. Convencionalmente, denomina-se subsistema (TRICART, 1977, p. 19).

A unidade geográfica na pesquisa e no ensino só poderá ser efetivada a partir do momento em que a natureza for considerada como um sistema de fenômenos integrados e interdependentes que obedecem aos princípios da teoria geral dos sistemas (TROPPMAIR, 1985, p. 67).

A teoria geral dos sistemas influenciou sobremaneira os roteiros traçados pela geografia, sobretudo a geografia física. O caráter ecológico sistêmico forneceu metodologias e métodos de abordagem ambientais influentes até hoje no desenvolvimento da ciência geográfica.

Assim, essa teoria introduziu os termos ecológicos que marcaram, na geografia, os conceitos mais abrangentes que descrevem os elementos do extrato geográfico como um todo, bem como os elementos do substrato, que interagem constantemente. A criação da teoria do geossistemas pelos geógrafos russos representados por Sotchawa deu à geografia um caráter sistêmico dinâmico, que lhe conferiu denominações de diversas filogenias anteriormente citadas.

Para um melhor entendimento da importância dos termos ecológicos em estudos geográficos, buscamos explicar alguns conceitos básicos inerentes a esse desenvolvimento de cunho científico. O termo *ecologia*, criado por Haeckel em 1866, anteriormente à teoria geral dos sistemas, procurou definir o estudo das relações entre os seres vivos e seu meio e corresponde ao estudo das relações entre os organismos e seu meio ambiente, especialmente as comunidades de plantas e animais, seus fluxos de energia e suas interações com os arredores circunjacentes (PORTEOUS, 1992, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998). Somente após um período, o termo

passou a designar o objeto de estudo da ecologia, que se tornou-se conhecida como disciplina que estuda os ecossistemas.

Proposto por Tansley (1935), o conceito de ecossistema teve como objetivo principal definir a unidade básica resultante da interação entre todos os seres vivos que habitam uma determinada área ou região, com as condições físicas ou ambientais que a caracterizam. Nessa proposição, estabelecia-se que "o conceito fundamental de um sistema natural completo inclui não unicamente o complexo orgânico, mas também os fatores físicos que conformam o que denominamos o habitat ou meio ambiente. Não se pode separar as comunidades vivas do seu meio ambiente especial em que habitam" (TANSLEY, 1935, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998).

A abordagem ecossistêmica, conforme CHRISTOFOLETTI (1998), apresenta sintonização holística, porque põe em foco a interação entre os componentes em vez do tratamento direcionado para cada aspecto individualizado. Outra característica essencial está relacionada ao fato de que os ecossistemas são entidades que devem corresponder a unidades espaciais discerníveis na superfície terrestre, identificadas e circunscritas pelas suas fronteiras. O ecossistema é "uma unidade topográfica, um volume de terra e ar mais o conteúdo orgânico estendido arealmente sobre uma parte particular da superfície terrestre durante certo tempo" (ROWE, 1961, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998; CHORLEY & HAGGETT, 1974).

O conceito pode ser aparentemente aplicado a diversas escalas de grandeza espacial, desde que se mantenha a homogeneidade da comunidade biológica e se realize a análise dos fluxos em sua interação vertical. Entretanto, a aplicabilidade do termo refere-se sobretudo aos sistemas ecológicos na escala local, que se referem aos ecossistemas fluviais, lacustre, riparianos, corredores, manchas etc. Os ecossistemas fluviais e os lacustres estão relacionados com os cursos d'água e lagos. Os riparianos são representados pelo ecossistema ao longo das margens dos rios, também chamados de matas ciliares ou matas galerias. Os corredores constituem faixas de determinada categoria ecológica, que diferem das áreas esparsas, não lineares, relativamente homogêneas e diferenciadas da circunvizinhança.

A teoria dos sistemas, associada por Strahler, em 1952, aos estudos dos processos atuais e suas relações com as formas de relevo em equilíbrio dinâmico dentro de uma geomorfologia dinâmica (GREGORY, 1992; CRUZ, 1985; 1998), passou a ser aplicada explicitamente à geomorfologia por Chorley, em 1962. No Brasil, foi introduzida por Christofoletti (1971; 1979;

1980). O estudo dos processos geomórficos conseguiu reavivar questões tais como o uniformitarismo-catastrofismo, a magnitude e freqüência dos fenômenos naturais e incentivou atividades como a quantificação, experimentação e modelização.

> A reafirmação de que um processo geomórfico não age sozinho instiga-nos a lembrar a complexidade do todo, em relações simultâneas e dinâmicas. A multiplicidade em matéria e energia leva a dinâmica praial, com o surgimento de fenômenos colaterais e de efeitos erosivos que nem sempre seguem padrões de funcionamento normais, mas sim de maneira aleatória, sem ritmo sazonal estrito (CRUZ, 1998).

De acordo com Christofoletti, a caracterização de ecossistemas geralmente distingue o componente geofísico e geoquímico do elemento biológico, considerando, sobretudo, as comunidades das plantas e dos animais. Quando o objetivo é focalizar o ecossistema humano, observa-se que há vários modelos conceituais procurando integrar os seres humanos na abordagem ecossistêmica. Uma proposição comum é distinguir genericamente o componente da sociedade humana e o ecossistema natural, e inserir relações recíprocas entre eles, conforme mostrado no seguinte fluxo:

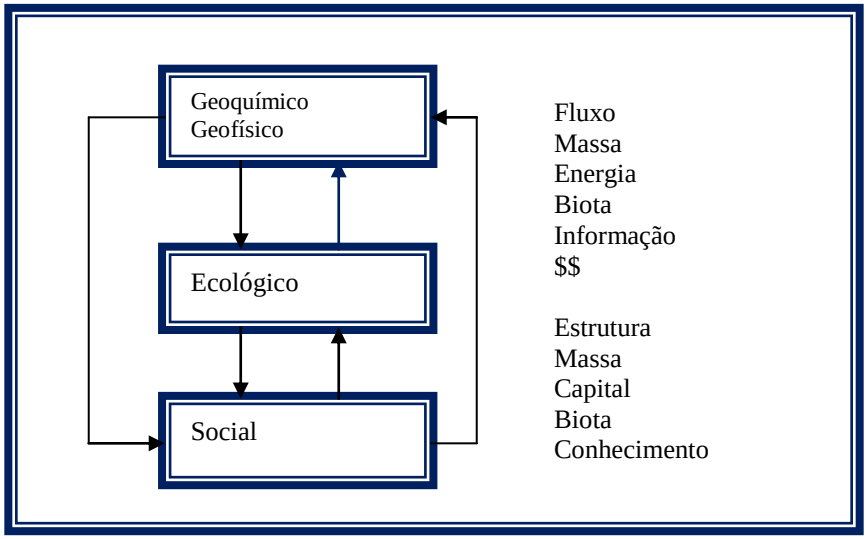


Figura 8. Conceitualização regional integrada, sob a perspectiva ecológica; caracterização das relações entre os componentes geoquímicos e geofísicos, ecológicos e sociais

Fonte: Blood (1994, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998).

Ao analisar a modelagem regional integrada, Blood (1994 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998) assinala a necessidade de se desenvolverem modelos disciplinares que possam ser interligados por meio de fluxos de mercadorias e produtos relevantes e importantes. Dessa maneira, exemplifica a conceitualização de modelo integrado, que caracterize o fluxo e a estrutura entre os componentes geoquímicos e geofísicos ecológicos e sociais, como função de uma disciplina denominada ecologia.

No contexto ecológico, quando o mosaico ganha grandeza quilométrica, há a composição da paisagem. As categorias de ecossistemas locais constituem os elementos da paisagem. Em escala de grandeza maior, a região seria uma área composta de paisagens com o mesmo macroclima e integrada conjuntamente pelas atividades humanas (FOREMAN, 1995).

Na geografia, cuja necessidade de representação do espaço envolve a presença de extensa área, usualmente expressa em termos da superfície terrestre, a característica espacial, que se torna a mais relevante, indica que o objeto dessa disciplina deve ter expressão areal, territorial; materializar-se visualmente em panoramas paisagísticos perceptíveis na superfície terrestre, o que constitui a sua fisionomia, a sua paisagem, a sua aparência (CHRISTOFOLETTI, 1998). “A paisagem é o suporte de uma informação original sobre numerosas variáveis relativas notadamente aos sistemas de produção e cuja superposição ou vizinhança, revelam ou sugerem interações” (DEFFONTAINES, 1973).

Diante desse pressuposto, considera-se o termo paisagem como adequado para descrever certas áreas e as características dos elementos que as compõem, entre os quais destacam-se o relevo, a vegetação, o solo, clima, as alterações antrópicas. Cada especialidade enxerga na paisagem o que lhe convém, conforme destacado por Tuan (1980). O termo paisagem tem sido um elo entre a teoria dos sistemas e a geografia, e se transformou em um objeto muito utilizado nas designações a respeito da abordagem sistêmica em geografia.

> o uso do termo paisagem está relacionado com a palavra italiana *paesaggio*, introduzida a propósito de pinturas elaboradas a partir da natureza, durante a Renascença, significando “o que se vê no espaço”, “aquilo que o olhar abrange” “o campo da visão”. A paisagem é, portanto, uma aparência e uma representação; um arranjo de objetos visíveis pelo sujeito por meio de seus próprios filtros, humores e fins (BRUNET, FERRAS & THÉRY, 1992 *apud* CHRISTOFOLETTI 1998).

O vocábulo *Landschaft* (paisagem) designa uma "região de dimensão média, o território onde se desenvolve a vida de pequenas comunidades humanas" (ROUGERIE e BEROUTHCACHVILI, 1991, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998). O *Landschaft* recobre tanto a noção de território, próximo dos termos *landscape* e *landschap*, como aspecto visual.

Destarte, por ser a paisagem um conceito muito utilizado na geografia e na geomorfologia para destacar ordens de grandeza e suas características do meio físico ou meio antrópico, considera-se importante relembrar como esse conceito passou a ser utilizado nos estudos geográficos sobre o meio ambiente. O termo paisagem tornou-se um conceito de relevante aos chamados ecossistemas em geografia, bem como à elaboração das escalas de abordagem que culminaram nas classificações das ordens de grandeza atribuídas e consideradas para dimensionar as áreas dos geossistemas.

As contribuições mais pretéritas, do final do século XIX, em termos de descrições da paisagem podem ser atribuídas aos naturalistas, sobretudo, a Alexander Von Humbodt, que descreveu os *pays*, ressaltando os aspectos das paisagens por onde realizava os seus estudos e, no lugar das classificações taxonômicas costumeiras na época, preferia "ressaltar a fisionomia do *pays*, o aspecto da vegetação, e abranger tanto o clima e sua influência sobre os seres organizados, como o aspecto da paisagem, variadas conforme a natureza do solo e de sua cobertura vegetal" (ROUGERIE & BEROUTCHACHVILI, 1991, *apud* CRISTOPHOLETTI, 1998).

> Humboldt entendia a geografia como parte terrestre da ciência do cosmos, isto é como uma espécie de síntese de todos os conhecimento relativos à Terra [...] a contemplação da universalidade das coisas, de tudo que coexiste no espaço concernente a substâncias e forças, da simultaneidade dos seres materiais que coexistem na Terra (MORAES, 1997, p. 47-48).

No início do século XX, S. Passarge, com o trabalho intitulado *Fondements de La Landschaftkunde*, de 1904 deu início a uma perspectiva territorial como expressões espaciais das estruturas realizadas na natureza e pelo jogo de leis cientificamente analisáveis. Um pouco mais tarde, na Rússia, em 1912, Dokouchaev expressou outra maneira de abordar os fatos ligados à estrutura da natureza, definindo o complexo natural territorial, e foi considerado grande precursor da abordagem genética do solo. Na França, embora não utilizando explicitamente o termo paisagem, as características expressivas dos *pays* regiões nos componentes da natureza e nos

oriundos das atividades humanas tornam-se elementos básicos na organização e no desenvolvimento dos estudos geográficos, tendo como referência a obra de La Blache (1904) e as inúmeras análises regionais (CHRISTOFOLETTI, 1998).

As raízes naturalistas da geografia levaram a uma valorização das paisagens em termos de morfologia e de cobertura vegetal, e se estabeleceram distinções entre as paisagens naturais e as paisagens culturais, tal como propõe Sauer (1925), que define paisagem como um organismo complexo, feito pela associação específica de formas e apreendida pela análise morfológica. O conteúdo da paisagem é constituído pela "combinação de elementos materiais e de recursos naturais, disponíveis em um lugar, com as obras humanas correspondendo ao uso que deles fizeram os grupos culturais que viveram nesse lugar". Salienta ainda que se trata de uma interdependência entre esses diversos constituintes, e não de uma simples adição, e que se torna conveniente considerar o papel do tempo, explicitando que "a área [da paisagem] tem uma forma, uma estrutura, um funcionamento e uma posição no sistema, e [...] ela está sujeita ao desenvolvimento, mudanças, aperfeiçoamento". Sauer considerava a geografia como "fenomenologia das paisagens" (CHRISTOFOLETTI, 1998).

Posteriormente, mas ainda antes da teoria geral dos sistemas, a percepção das relações entre a paisagem e o que se passa em sua dinâmica manifestou-se e, estudo proposto dentro da ecologia da paisagem (*Landscape ecology*), introduzida em 1939 pelo geógrafo Troll, que propôs um ramo da geografia cujo objeto eram as inter-relações existentes dentro da paisagem, a qual basicamente era dividida em ecótopos. Troll salientava a preocupação de não se restringir aos estudos das paisagens naturais, mas abranger também as paisagens, em que incluía o homem, o que implicava que as paisagens culturais e os aspectos socioeconômicos também deveriam ser considerados. Nesse sentido, destaca-se ainda a proposição de Zonneveld (1972), em cujo modelo de paisagem de contexto ecológico inclui as relações de dependência, em diversos graus, entre os componentes da paisagem: solo, rochas, formas de relevos, água, clima (macro e micro), flora, vegetação, homem, fauna.

Em decorrência desses fatores, temos como herança as definições do conceito de paisagem mais utilizadas internacionalmente em geografia. Ainda se podem destacar alguns outros autores e suas definições e concepções de paisagem, como Bertrand (1968; 2004) Dolffus (1972), Sotchawa (1962; 1978), Tricart (1981), Santos (1994). Bertrand descreve paisagem como

um sistema, cujos elementos estão integrados e interagem uns sobre os outros numa completa evolução. Para o autor, que buscava conferir ao termo paisagem um caráter cientifico, o qual era empregado anteriormente com certa comodidade, estudar uma paisagem "é antes de tudo apresentar um problema de método".

Em uma análise sobre o termo *paisagem*, Matos Fierz (1996; 1999) pôde contribuir com uma revisão sintética, mas abrangente, em que destacou as concepções de vários autores no âmbito geográfico. De acordo com a autora, o conceito de paisagem, entre outros, sobre os quais se destacam múltiplos enfoques, nem sempre são capazes de retratar, satisfatoriamente, o significado real, considerando-se que as percepções são conseqüências do que foi obtido das experiências de vida adquiridas por cada um.

Segundo Dolfuss (1972), em seu livro *A análise geográfica*, no qual descreve as formas de análise dos geógrafos sobre as paisagens e sobre o tema das relações entre o homem e o meio ambiente, corre-se o risco de criar uma ecologia humana falseada por um jogo de determinismos convergentes se, entre o homem e a natureza, não interpusermos a civilização, com a sua densidade histórica. Segundo ele:

> A paisagem é de modo geral composta de elementos geográficos que se articulam uns com relação aos outros. Pertencem alguns ao domínio natural, abiótico (não vivo), como o substrato geológico, o clima, as águas. Os demais constituem o domínio vivo a biosfera formada pelo conjunto das comunidades vegetais e animais que nascem se desenvolvem utilizando o suporte constituído pelo domínio natural abiótico. E, enfim, os grupos humanos, os atuantes decisivos, instalados no domínio natural, transformam, modificam, alteram o domínio vivo. Modelam grande parte das paisagens terrestres, conjuntos desigualmente frágeis e mutáveis (DOLFUSS, 1973, *apud* MATOS-FIERZ, 1996).

Quando ocorre a modelagem ambiental, é necessário estar ciente de que distinguir um sistema entre a multiplicidade de características e fenômenos presentes na superfície terrestre é um ato mental, cuja ação procura abstrair o referido sistema da realidade envolvente. O procedimento de abstrair, procurando estabelecer os elementos componentes e as relações existentes, depende da formação intelectual e da percepção ambiental apresentadas pelo pesquisador (CHRISTOFOLETTI, 1998).

A dimensão da paisagem é a dimensão da percepção da realidade, que chega a cada um através dos sentidos. Segundo Tuan, no âmbito da geografia da percepção, que considera o modo

particular de perceber o mundo através das sensações de cada indivíduo, a "percepção essencial do mundo, em resumo, abrange toda maneira de olhá-lo: consciente e inconsciente, nublado e distintamente, objetivo e subjetivo, inadvertido e deliberado, liberal e esquemático" (Y. F. TUAN, 1980 *apud* MATOS FIERZ, 1996).

A fim de restringir a subjetividade envolvida na decisão, Campbel (1958 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1998) propôs que algumas normas fossem consideradas pelo observador:

a) a proximidade espacial de suas unidades;

b) a similaridade de suas unidades;

c) o objetivo comum das unidades; e

d) a padronagem distinta ou reconhecível de suas unidades.

Individualmente, qualquer uma dessas regras pode ser desobedecida sem acarretar prejuízos para o discernimento do sistema. Por exemplo, nem sempre os elementos componentes de um sistema estão próximos, contíguos, uns aos outros. Nos sistemas ambientais físicos, a contigüidade é observada com maior freqüência, mas num sistema industrial, os elementos fontes de matérias-primas, fábricas e postos de vendas não apresentam contigüidade espacial. Todavia, o entrosamento desses critérios permite estabelecer que a organização e a funcionalidade são as normas básicas para caracterizá-lo. As relações entre as várias unidades, tendo em vista a transformação do *input* recebido, representam o elo de significância do sistema (CHRISTOFOLETTI, 1998).

Tricart, refletindo sobre as definições de diversos colegas, chega a sua própria, na qual considera o efeito abrangente que o conceito paisagem revela:

> ... a paisagem é um indício, um "suporte". Deve ser considerada globalmente, e não segundo diversos pontos de vista setoriais, pois em essência possui qualquer coisa de concreto, uma porção do espaço perceptível a um observador onde se inscreve uma combinação de fatos visíveis e de ações das quais, num dado momento percebemos o resultado global (TRICART, 1981 *apud* MATOS-FIERZ, 1996).

Vários autores conferem à concepção de paisagem, na geografia, uma conotação abrangente e integradora: "paisagem é tudo aquilo que nós vemos, o que nossa visão alcança, formada não apenas de volumes mas também de cores, movimentos, odores, sons etc." (SANTOS, 1994).

Numa perspectiva de análise integrada do sistema natural, Tricart se destaca, levando em consideração a Terra como um planeta vivo e destacando a importância das interações do meio natural e antrópico.

Ao avaliar o artigo "Paisagem e geografia física global", de Georges Bertrand (1968), Monteiro (2001) considera-o como um marco inicial no contexto dos estudos geográficos brasileiros, porque nele apresenta ao mundo ocidental o conceito de geossistema, que emerge como um novo paradigma, considerado como inovador, por se tratar de uma proposta essencialmente geográfica, que difere daquela denominada *ecossistema*. A preocupação relacionada às partes se explicita através do conceito paisagem adotado na geografia física.

Para compreender os elementos básicos da proposição da teoria geossistêmica, é preciso reafirmar que essa teoria faz parte de um conjunto de tentativas ou de formulações teórico-metodológicas da geografia física, surgida em função da necessidade de a geografia lidar com os princípios da interdisciplinaridade, com a síntese, com a abordagem multiescalar e com a dinâmica, fundamentalmente incluindo-se prognoses a respeito desta última (RODRIGUES, 2001).

Nesse contexto, Bertrand (1971) apresenta uma classificação da paisagem em função da escala de estudo, procurando analisá-la por meio de um sistema taxonômico com dupla perspectiva: a do tempo e do espaço. O termo *geossistema* aparece como um dos seis níveis de classificação da paisagem, que, por sua vez, é formada pelos elementos físicos e pela ação humana em conjunto, mediante combinação dinâmica. Esses níveis tempo-espaciais corresponderiam a: zonas, domínio, e a região em uma perspectiva e, de outra, geossistema, geofácies e geótopo. Essa teoria propõe o estudo da síntese da paisagem expressa pelas características da vegetação, porque, segundo o autor "a seleção mais fácil em designar o geossistema é pela vegetação correspondente que representa muitas vezes síntese do meio" (BERTRAND, 1971, p. 2).

Sotchawa (1978) baseando-se nos princípios de homogeneidade e diferenciação considerava a classificação de geossistema a partir da biogeografia, enfatizando a dinâmica de transformação das estruturas inerentes e suas funções como meio para atingir a prognose geográfica. A classificação do geossistema deve evidenciar a tendência dinâmica do meio natural, revelando um *optimum* natural em que vive a sociedade humana.

Bertrand (2007), em seu livro mais recente, *Uma geografia transversal e de travessias* classifica os níveis tempo-espaciais como sistema TGP – Território, Geossistema e paisagem. Nesse sistema, a paisagem, nas palavras de Maurice Godelier (in BERTRAND, 2007, p. 266), não se reduz a um feixe de representações, mas se configura como uma ponte entre um lugar e uma imagem. Atribuir uma dimensão material à paisagem é territorializá-la, o que, em suma, implica reconhecer sua geograficidade: "uma paisagem nasce quando um olhar cruza um território..., mas um território só se torna uma paisagem sob o cruzamento dos olhares" (BERTRAND, 2007, p. 266). A cada paisagem corresponde um sistema de representação que considera a natureza dos locais, os projetos dos atores e o desenrolar dos tempos cíclico e linear. Todo território se inscreve primeiro em um sistema de representação dominante, consensual e geralmente muito mediatizado (BERTRAND, 2007).

A introdução do geossistema por Sotchawa (1978) na literatura soviética ocorreu em substituição aos aspectos da dinâmica biológica dos ecossistemas. Seu objetivo era estabelecer uma tipologia aplicável aos fenômenos geográficos, enfocando aspectos integrados dos elementos naturais numa entidade espacial. Para Sotchawa, a principal concepção do geossistema é a conexão da natureza com fenômenos naturais; além disso, todos os fatores econômicos e sociais que influenciam em sua estrutura e em suas particularidades especiais são levados em consideração durante sua análise. Salienta que os geossistemas são sistemas dinâmicos, flexíveis, abertos e hierarquicamente organizados, com estágios de evolução temporal, numa mobilidade cada vez mais influenciada pelo homem. O elemento básico para a classificação é o espaço e tudo o que está contido nele, em integração funcional e do ponto de vista geográfico, em três escalas: geócoros, geômeros, geótopos. Apresenta assim uma abordagem táxon-corológica, conforme tabela1 a seguir:

Tabela 1. Abordagem táxon-corológica

Unidades da paisagem	Escala tempo-espacial (caileux; tricart)	Exemplo tomado na mesma série de paisagens	Unidades elementares				
			Relevo (1)	**Clima**	**Botânica**	**Biogeo-grafia (2)**	**Unidade trabalha-da pelo homem (3)**
Zona	G: Grandeza G. I	Temporada		Zonal		Bioma	Zona
Domínio	G. II	Cantábrica	Domínio estrutural	Regio-nal			Domínio Região
Região natural	G. III – IV	Picos de Europa	Região estrutural		Andar Série		Quaterná-ria rural ou urbana
Geossistema	G. IV –V	Geosistema atlântico montanhês (calcáreo sombreado com faia higrófila a *Asperula odorata* em *terra fusca*)	Unidade Estrutu-ral	Local		Zona Equipo-tencial	
Geofácies	G.VI	Prado de ceifa com *Molinio-Arranatheretea* em solo lixiviado hidromórfico formado em um depósito morâinico.			Estágio agrupa-mento		Exploração ou quarteirão parcelado (pequena ilha em cidade)
Geótopo	G.VII	*Lapies* de dissolução com *Aspidium Lonchitis Sw* em microssolo úmido carbonatado em bolsas.		Micloclima		Biótopo	Parcela (cana em cidade)

Fonte: SOTCHAWA (1978).

Bertrand define geossistema como o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos, e propõe um sistema taxonômico de hierarquização da paisagem, constituído por seis níveis tempo-espaciais decrescentes. Nas chamadas unidades superiores, existem a zona, o domínio e a região correspondentes às grandezas de I a IV de Tricart (1965), nas quais os elementos climáticos e estruturais são mais relevantes. Nas grandezas de V a VIII da classificação, estão o geossistema, o geofácies e o geótopo, caracterizados pelos elementos biogeográficos e antrópicos, conforme se pode observar na tabela2 a seguir.

Tabela 2. Classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos

Classificação taxonômica dos fatos geomorfológicos					
Ordem	**Unidades de superfície (km²)**	**Características das unidades exemplos**	**Unidades climáticas correspondents**	**Mecanismos genéticos que determinam o relevo**	**Ordem de grandeza de permanência temporal (anos)**
I	*107 centenas de milhões*	Continentes, bacias oceânicas (configuração do globo).	Grandes conjuntos sazonais comandados por fatores astronômicos.	Diferenciação da crosta terrestre (Sial e Sima)	*109 bilhões de anos*
II	*106 dezenas de milhões*	Grandes conjuntos estruturais. Escudo Escandinavo, Bacia do Congo *Bacias sedimentares fanerozóicas, Faixa dos dobramentos brasilianos, crátons.*	Grandes tipos de clima. Interferência das influências geográficas com os fatores astronômicos.	Movimentos da crosta terrestre, como a formação dos geossinclíneos. Influência climática sobre a dissecação.	*108 centenas de milhões*
III	*104 centenas de milhares*	Grandes unidades estruturais. Bacia de Paris, Jura, Maciço Central. *Cinturão orogênico do Atlântico.*	Diferenciação dos Tipos climáticos, mas sem grande importância para a dissecação.	Unidades tectônicas tendo uma ligação com a paleogeografia. Velocidades de dissecação influenciada pela litologia.	*107 dezenas de milhões*
IV	*10² centenas*	Unidades tectônicas elementares. Maciços montanhosos, fossas, horsts. *Serra do Mar*	Climas regionais com influências geográficas, sobretudo nas regiões montanhosas	Influência predominante da tectônica e, secundariamente, da litologia.	*107 dezenas de milhões*
Limiar da compensação isostática					
V	*10 dezenas*	Acidentes tectônicos. anticlinais, sinclinais, montes, vales. *Falha de Cubatão.*	Clima local influenciado pela disposição do relevo	Predomínio da litologia e da tectoestática. Influências estruturais clássicas.	*108 a 107 milhões a dezenas de milhões*
VI	*10 -2 centenas de milhares de m²*	Formas de relevo: crista, moraina terminal, cone de dejeção. *Vertente retilínea do Vale do Rio Cubatão*	Mesoclima diretamente ligado à forma. Ex: nicho de nivação.	Predomínio do fator morfodinâmico, influenciado pela litologia	*104 centenas de milhares*
VII	*10 -6 dezenas de m²*	Microformas: lentes de solifluxão, ravinas.	Microclimas diretamente ligados às formas por autocatálise. Ex. lápies (caneluras).	Idem	*10² centenas*
VIII	*10 n décimos de m²*	Microscópico: detalhes de corrosão, de polimento etc	Micromeio	Interfácie da dinâmica e textura da rocha.	

Fonte: TRICART (1965).

O geossistema resultaria, portanto, da combinação de um potencial ecológico (geomorfologia, clima, hidrologia), de uma exploração biológica (vegetação, solo, fauna) e de uma ação antrópica, não apresentando necessariamente homogeneidade fisionômica, mas um

complexo essencialmente dinâmico. Essa unidade abrange escala de alguns a centenas de quilômetros quadrados e pode ser decomposta em unidades menores fisionomicamente homogêneas, representadas pelos geofácies e geótopos. O geofácies, que corresponde a um setor fisionomicamente homogêneo que se sucede no tempo e no espaço no interior de um geossistema, apresenta também potencial ecológico, exploração biológica e ação antrópica e está sujeito à biostasia e resistasia. Os geótopos correspondem ao último nível da escala tempo-espacial de Bertrand e geralmente apresentam condições diferentes do geossistema e do geofácies em que se encontram. Constituem a menor unidade homogênea diretamente visualizada no terreno e representa o refúgio das biocenoses originais, por vezes relictuais ou endêmicas.

Sotchawa (1962) e Bertrand (1972) procuram estabelecer determinada escala de grandeza específica para o geossistema e propõem subdivisões baseados nos aspectos biogeográficos das paisagens. A questão do aninhamento hierárquico espacial é crucial, porque há necessidade de se estabelecer a seqüência interativa desde a escala do lugar até a escala do globo terrestre, porque, obviamente, repercutem-no discernimento dos sistemas ambientais. Essas análises da paisagem são bastante utilizadas pela geografia, bem como pela geomorfologia; entretanto, são classificações de tamanhos, origens e estruturas muito mais adequados às áreas que os autores avaliaram, conheceram, estudaram e em que conceberam as suas idéias, portanto são mais adequadas às áreas, paisagens e características climáticas da Europa. Entretanto, é inconteste que suas proposições são importantes se houver uma adequação às paisagens brasileiras.

Nesse sentido, pensando em uma forma de propor ordens de grandeza adequadas aos padrões ambientais do Brasil. Ross (1992) propõe uma nova ordem taxonômica do relevo buscando sempre uma forma integrada de se avaliar a transformação da paisagem nos moldes da teoria geral dos sistemas, conforme tabela 3.

	1° Taxon Unidades Morfoestruturais	2° Taxon Unidades Morfoesculturais	3° Taxon Unidades Morfológicas ou Padrões de Formas Semelhantes		4° Táxon Formas Individualizadas	5° Táxon Tipos de Vertentes	**6° Táxon Formas Lineares ou Areolares Recentes**
Exemplo A							
1- Modelado	Estruturas dobradas metamorfisadas ou não, configuradas em cinturões orogênicos	Planaltos e serras alongadas, depressões anticlinais e sinclinais e serras residuais	Padrões de formas em cristais, morros e serras	1- Modelado	Cristais monoclinais de bordas de anticlinais e abas de sinclinais; morros isolados ou não no interior das depressões anticlinais	Tipos de vertentes a todos os padrões de formas	**Estes tipos de formas ocorrem em todos os tipos de vertentes**
2- Gênese	Dobramentos gerados a partir de bacias geossinclinais por movimentação crustal	Esculturação por ciclos erosivos diversos que abriram as depressões, aplanaram ropos e deixaram formas residuais altas	Processos esculturais por dissecação	2- Gênese	Dissecação generalizada com desgaste das vertentes	1-Modelado dos setores de vertentes: a)plano; b)convexo; c)concavo; d)retilineo; e)patamares planos; f)patamares rampa; g)patamares convexos e h)escarpas	**1-Modelados: ravinas, voçorocas, cicatrizes de deslizamento** **2-Gênese: Ação antrópica** **Ravinas: preferencialmente nas vertentes retilineas e convexas**
3- Cronologia	Diferentes idades-dobramentos do Pré-Cambriano, Paleo-Mesozóico e Cenozóico	Idades diversas com testemunhos pré-Cenozóicos nos topos planos e altos e nas superfícies de eversão	Idade-fases alternadas secas, úmidas com incisão dos talvegues no Pleistoceno/Holoceno	3- Cronologia	Pleistoceno/Holoceno		
Exemplo B							
1- Modelado	Plataformas ou crátons com ou sem cobertura sedimentar e ocorrência de intrusões-superfícies aplanadas antigas e relevos residuais	Depressões marginais às bacias sedimentares - serras e planaltos residuais	Padrões de formas em colinas baixas com vales pouco entalhados nas depressões-morros altos e muito dissecados nos planaltos	1- Modelado	Colinas com diferentes tamanhos	2-Gênese: Setores plano, patamares planos-tendência a infiltração d'água, espessamento do solo e fraca ação mecânica da água. Prevalece a ação química e erosão laminar	**Voçorocas: Preferencialmente nas vertentes retilíneas, patamares vertentes concavas** **Cicatriz de Deslizamentos: Nas vertentes escarpadas e retilíneas.** **Secundariamente nas convexas, dependendo da declividade e da intensidade e volume das chuvas**
2- Gênese	Estruturas complexas que sofreram fases de metamorfismo, magmatismo e ciclos erosivos	Esculturação das depressões marginais or exumação através da erosão da cobertura sedimentar e exposição das superfícies de eversão geração concomitante dos planaltos residuais	Processos esculturais por dissecação generalizada	2- Gênese	Dissecação com desgaste das vertentes	-	
3- Cronologia	Idades diversas no Pré-Cambriano médio e inferior	Idades-Depressões abertas no Cenozóico exumando superfícies aplanadas antigas (Pré-Cambriano)	Incisão dos talvegues no Pleistoceno-Holoceno	3- Cronologia	Pleistoceno/Holoceno		
Exemplo C						Setores: Convexos, retilíneos, patamares em rampas Tendência a menor infiltração, e a escoamento superficial difuso passando a concentrado na base, tendência a erosão laminar nos altos e concentrada nos trechos da baixa vertente Setor concavo-tendência a escoamento concentrado, erosão mecânica com sulcos, ravinas e voçorocas Setor escarpado-tendência a deslizamentos e desmoronamento	**3-Idade: Processos erosivos atuais associados a inadequados manejos e usos dos recursos naturais**
1- Modelado	Bacias sedimentares amplas com estruturas horizontais ou pouco inclinadas na direção das bordas	Depressões periféricas, depressões embutidas, planaltos em patamares, chapadas em bordas de bacia, planaltos residuais	Padrões de formas em colinas de topos convexos e colinas amplas de topos planos com vales de entalhamento variado	1- Modelado	Colinas de topos convexos e colinas de topos planos e amplos		
2- Gênese	Formadas por longas fases alternadas de sedimentação marinha e continental	Processos erosivos circundenudacional desencadeados a partir da epirogênese pós-cretáceo pr fases climáticas alternadas secas/úmidas nas áreas tropicais	Processos esculturais por dissecação generalizada	2- Gênese	Dissecação com desgaste das vertentes através do entalhamento dos vales		
3- Cronologia	**Diferentes idades ao longo do Fanerozóico (Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico)**	**Idades-abertura das depressões ao longo do cenozóico sobretudo no Neogeno-ressaltando os planaltos nas bordas de bacias**	**Incisão dos vales no Pleistoceno/Holoceno**	**3- Cronologia**	**Pleistoceno/Holoceno**		

Tabela 3.Taxonomia do Relevo
Fonte: ROSS (1992)

O estudo da transformação da paisagem leva em conta, de maneira substancial, o mecanismo e a dinâmica dos processos geomórficos levantados, observados e medidos por meio de fotointerpretação, em escalas maiores, das observações e medidas pontuais nos trabalhos de campo e laboratório (CRUZ, 1985, p. 60).

Um sistema geomórfico significa para Phillips (1992a, *apud* CRUZ, 1998) um conjunto de partes interconectadas a funcionar como um todo complexo, cujas partes são as formas de relevo, os processos superficiais, os fatores que o controlam ou o influenciam, entre os quais fluxos, ciclos, transformações, estoques de energia/matéria. Sua caracterização enfatiza o comportamento dinâmico, num enfoque holístico, que representa a rede de conexões de um sistema complexo. A forma e o funcionamento de um sistema geomórfico é o produto final de um conjunto de processos interativos que operam numa grande variedade de escalas espaciais e temporais.

Temos, portanto, neste capítulo, uma revisão que nos apoiará ao longo deste caminho, entre as observâncias e correlações inerentes a uma análise imbricada nos conceitos permeáveis das ciências geográfica e geomorfológica, as quais são inconcebíveis sem o caráter sistêmico. É impossível explicar o relevo sem estabelecer relações com as funções, estruturas e os processos. Todos esses elementos em conjunto indissociável se desenvolvem numa paisagem equilibrada e dinâmica.

4.2. A Teoria do Equilíbrio Dinâmico

A teoria do equilíbrio dinâmico derivou dos princípios relacionados à teoria geral dos sistemas, discutidos no capítulo anterior. Com base na correlação existente entre os elementos do estrato geográfico, a teoria do equilíbrio dinâmico representa uma evolução dos estudos geomorfológicos que se baseiam nos preceitos sistêmicos da teoria geral dos sistemas.

O objetivo deste capítulo é melhor apreender e explicar, em toda sua complexidade, a teoria do equilíbrio dinâmico, que tem sido utilizada na geografia há muitos anos. Muitas derivações são encontradas, muitas associações são feitas; entretanto, a real intenção para a qual foi criada não é mencionada, muito menos explicada de forma clara e objetiva nem mesmo pelas citações do próprio autor da teoria do equilíbrio dinâmico, Hack (1960). O que se encontram são, geralmente, subjetividades sobre as condições de equilíbrio dinâmico relacionadas às mudanças de elementos sobre a superfície, mas pouco sobre o objeto para o qual ela foi elaborada, ou seja, o relevo.

Todavia, não se pretende aqui esgotar o assunto tampouco avaliar se o os termos estão corretos ou não, mas retomar uma teoria tão importante para o desenvolvimento da ciência geomorfológica.

Hack (1960) descreve a situação das teorias na sua época destacando as teorias do ciclo geomórfico de Davis, bem como a teoria de Penck (1924, 1953) e a teoria da pediplanação de L. C. King (1953). O autor relata que tais teorias são também conceitos cíclicos e abordam o desenvolvimento da paisagem em estágios que são dependentes e fechados, bem como dependentes das descrições das taxas de variação da posição do nível de base.

A teoria do equilíbrio dinâmico foi sistematizada por Hack em 1960, muito embora outros tantos autores, sobretudo Gilbert, já tivessem tratado do assunto. Isso ocorre freqüentemente com as teorias, muitas discussões antecedem sua criação. Foi o que ocorreu também com teoria geral dos sistemas, a qual foi bastante criticada antes de ser definitivamente proposta por Bertallanffy na década de 1950. Menciona-se que o enfoque sistêmico que já havia sido discutido muito anteriormente, por exemplo, pelos naturalistas, como Humboldt, que participava das pesquisas de Gilbert, como aquele relata em sua obra, *Cosmos* ou este (1877), que também falou sobre a importância dos sistemas.

Falar de equilíbrio dinâmico de um sistema, *a priori*, nos remete a uma análise das teorias sobre evolução das formas. Na bibliografia estrangeira, foram encontrados vários artigos que discorrem sobre essa teoria. Assim, além de buscar as descrições nos textos originais de Hack (1960) e Gilbert (1877), consultaram-se outros autores considerados importantes para o entendimento dessa teoria.

Dessa forma, há autores estrangeiros cujas proposições muito contribuíram para o desenvolvimento da teoria em questão e para entendimento da evolução das formas na superfície terrestre e, conseqüentemente, da geomorfologia e das concepções utilizadas até hoje. Entre os principais, destacam-se: Davis (1890), Gilbert (1877; 1899), Hack (1960; 1965; 1973; 1975) Higgins (1975), Schumm (1975) Schumm & Lichty (1965), Brunsden & Thornes (1979) Thorn & Weldford (1994), Daniels & Hammer (1992), entre outros.

> Uma alternativa aproximada para a interpretação da paisagem é através da aplicação do princípio do equilíbrio dinâmico para relações espaciais com o sistema de drenagem. Assume-se a relação espacial como um sistema erosional onde todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados e estão rebaixando na mesma taxa. As formas e processos estão em estado estável do balanço e devem ser consideradas como independente do tempo. As diferenças das características de formas são, portanto,

> explicadas em termos de desenvolvimento evolucionário teorético tal como descrito por Davis (HACK, 1960, p. 85).

Hack explica que o princípio do equilíbrio dinâmico era aplicado para o estudo das formas, tanto por Gilbert (1877, p. 123) quanto por Davis (1909, p. 257-261, 239; 1899, p. 488-491; 1902, p. 86-98). Na época, Strahler (1950, p. 676) tinha destacado o princípio do equilíbrio dinâmico em termos mais modernos, aplicado para paisagens. O conceito requer um estado de balanço entre forças opostas de modo que elas operem em taxas iguais e seus efeitos se anulem mutuamente para produzir o estado estável, no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema. As forças opostas devem ser de vários tipos. Por exemplo, um leque aluvial estaria em equilíbrio dinâmico se os depósitos derramados da montanha atrás dele fossem depositados exatamente na mesma taxa em que foram removidos por erosão de superfície do próprio leque. Similarmente, a vertente estaria em equilíbrio se o material lavado descesse a face e removesse os sedimentos desses topos, onde estariam sendo balanceados exatamente pela erosão (HACK, 1960).

Hack compara ainda a explanação de Gilbert à de Davis sobre a evolução das formas. Na explicação de Gilbert, sobre aplainamento lateral, envolve-se o equilíbrio dinâmico das forças existentes atualmente na base da drenagem e na relação entre essas forças sobre as rochas. Já a teoria de Davis assume que o aplainamento lateral ocorre em qualquer base de drenagem com a passagem do tempo, com respeito às normas da geologia. Hack (1960) destaca que o conceito de aplainamento no contexto do ciclo geográfico de Davis atentava para as relações racionalizadas entre as coisas, que mudavam ao longo do tempo e, portanto, não poderiam ser observadas ou medidas. Na transferência do esquema de idéias que envolvem o espaço para o esquema que envolve o tempo, Davis ignorou as relações espaciais citadas por Gilbert que validavam o conceito.

> As superfícies de aplanamento são produzidas por rebaixamento dos canais dos rios em certas circunstâncias, mas não há razão para acreditar que tais superfícies se ampliam através do tempo como relevo está sendo rebaixado, simplesmente como uma conseqüência da redução na vertente. Por outro lado, isso é como que um produto de agradação, e a competência do sistema de drenagem transferindo a destruição dessa bacia de drenagem que pode ser ampliada (HACK, 1960, p. 83).

Em relação ao desenvolvimento do sistema, Hack considera que o geomórfico está em um sistema aberto que tende ao equilíbrio no balanço das forças que regem o modelado. O modelo desenvolvido por Hack é baseado no princípio de que as formas refletem o balanço entre a resistência do material submetido à erosão e à energia erosiva

dos processos ativos. A teoria do equilíbrio dinâmico diz respeito aos processos constantes que ocorrem na evolução do relevo em suas diversas formas e provocam a sua variação dinâmica natural. Sua proposição considerou que um sistema de paisagem está sempre em direção a um estado de equilíbrio dinâmico e estável, independente do tempo, com possibilidades de predições, no qual um ajustamento se faria entre massas e energias, resultando um sistema de relevo em *steady state*, estado estável.

A premissa básica do sistema (HACK, 1960, p. 81), é a de que as paisagens e os processos que as formam são parte de um sistema aberto, que se encontra em estado estável de balanço. Dessa premissa, pode-se assumir o seguinte:

a) existe um balanço entre os processos de erosão e resistência das rochas (1960, p. 86);
b) todos os elementos são erodidos na mesma taxa (1960, p. 85);
c) as diferenças e as características da forma são explicáveis em termos de relações espaciais no qual os modelos geológicos são a primeira consideração (1960, p. 85).

Outra idéia é a de que processos atuais são os que modelam a paisagem atual (1960, p. 80); um teste para reconhecer feições históricas seriam os depósitos ou as formas sem harmonia com os processos do presente (HACK, 1965, p. 64).

Hack (1960, p. 81) não propriamente desenvolveu um modelo de mudança que ocorre ao longo do tempo em resposta às variações das condições ambientais, mas também reconheceu que mudanças ocorrem, assim como as condições de equilíbrio variam, mas sustenta a idéia de que isso não é necessário para assumir o tipo de mudança evolucionária prevista por Davis. No entanto, ele considera variações no relevo em diferentes casos de balanço entre taxas de soerguimento e de erosão:

a) a taxa de soerguimento é balanceada pela taxa de erosão; se forem taxas altas, uma alta topografia do relevo será formada e mantida tanto quanto se as taxas se mantiverem constantes;
b) a taxa de soerguimento decresce para zero – o relevo é decrescido e, eventualmente, a elevação e a depressão topográfica também; os sulcos se formam mais no entorno (1960, p. 95);
c) a taxa de soerguimento aumenta – o relevo é reerguido para manter a taxa de erosão (1960, p. 86); Hack defende que tanto quanto os movimentos diastróficos são graduais, são também balanceados pela atividade erosiva; a

topografia se manterá num estado de balanço; o autor admite que, se os movimentos diastróficos forem repentinos, devem ser preservadas formas relíquias na paisagem, até que um novo equilíbrio seja ativado (1960, p. 86; 1965, p. 8).

> A teoria do equilíbrio dinâmico explica as formas topográficas e as diferenças entre elas na maneira que deve ser independentemente do tempo. A teoria consiste em que as relações entre as rochas e os processos como existem no espaço. As formas podem mudar somente com a energia aplicada para os sistemas de mudanças. Isso é obvio, entretanto a energia de mudanças erosionais através do tempo e em diante deve mudar as formas (HACK, 1960, p. 94).

Schumm & Lichty (1965), em crítica ao sistema de equilíbrio dinâmico proposto por Hack, destacam que esse conceito é sinônimo dos sistemas físicos descritos por Von Bertalanffy, para quem "o passado é, então lembrado e ocultado". Contudo, depois de excluído o tempo do seu sistema, Hack reconsidera-o, desta forma: "Isso é obvio, entretanto, que a energia erosional muda através do tempo e, portanto, as formas devem mudar". As mudanças na energia erosional podem ser iniciadas por muitos fatores, dos quais o diastrofismo ou a mudança climática são os mais óbvios. Além disso, com a passagem do tempo, a modificação erosional das formas afetarão a energia erosional. Então, isso parece ser impossível para exclusão do tempo e a história de consideração das formas, exceto durante o estudo puramente empírico das relações entre variáveis, as quais devem ou não refletir na causualidade (SCHUMM & LICHTY, 1965, p. 111).

No modelo de ajustamento de Hack (1960, p. 86), assume-se o balanço existente entre os processos de erosão e a resistência das rochas, como elas são soerguidas ou desaparecem por diastrofismo tal que a energia potencial necessária é variável pela erosão para o balanço de soerguimento. Com essa modelagem, diferenças na paisagem são consideradas diferenças na geologia da resistência das rochas, rios e gradientes, bem como o relevo será mais elevado em rochas mais resistentes.. Com o tempo, diferentes formas, tais como formato de cristas, vão sendo moldados em rochas resistentes, o que promove colúvios de taxas similares. Diferenças em formas de uma área para outra, incluindo o relevo, o perfil de forma dos rios, os vales de secção atravessada, as planícies fluviais, as formas de topos, são explicadas em termos de diferenças nos leitos rochosos, em seus componentes materiais e em como são trabalhados nas vertentes e nos rios.

Segundo Hack (1975), o princípio do equilíbrio dinâmico, quando utilizado para explicar as feições da paisagem, não é um modelo evolucionário em si, tal como o ciclo

geográfico de Davis. Entretanto, o equilíbrio dinâmico é um princípio universal, que pode ser utilizado para explicar feições e problemas específicos da paisagem, ao assumir que a paisagem se desenvolve durante um longo período de contínuo desgaste. O conceito pode ser testado e comparado com o ciclo de erosão múltipla pelo exame da variedade de feições específicas na paisagem, como o fez o próprio autor no Vale do Shenandoah, na Virgínia (EUA).

Apesar de haver um confronto entre as idéias apresentadas nas duas teorias, o ciclo geográfico e o equilíbrio dinâmico, pode-se considerar que, enquanto Davis, com o ciclo geomórfico, considerava que o nivelamento das cordilheiras dos Apalaches provinha do resultado cíclico do rejuvenescimento, para Hack (1960) isso seria resposta das manifestações diferenciadas de resistência do material que compunha aquelas formas em relação às forças erosivas. Assim, para Hack, se a resistência do material for igual à resistência da força de erosão, o resultado será relevo elevado. Muito embora as explicações fossem diferentes, ambos convergiam no sentido de encontrar explicações mais adequadas à evolução do relevo.

O equilíbrio dinâmico também é chamado de estado estável (*steady state)*. Segundo Langbein & Leopold (1964, p. 784, *apud* BULL, 1965), a mais provável distribuição da energia em certos sistemas geomórficos pode ser derivada, considerando-se o sistema geomórfico como um sistema aberto em estado estável. O princípio do estado de equilíbrio dinâmico é baseado na idéia de que, quando em equilíbrio, a paisagem deve ser considerada parte de um sistema aberto em estado estável de balanço, no qual toda vertente e toda forma é ajustada uma à outra (HACK, 1965) (tradução nossa).

Hack avançou na idéia de modelo para o desenvolvimento da paisagem. Este assume que há ajustes mútuos de todos os elementos topográficos e que esses elementos estão erodindo na mesma taxa. A taxa pode variar consideravelmente dependendo do tipo de material. As formas e os processos estão em estado estável de balanço e são independentes do tempo (DANIEL & HAMMER, 1992).

Pela definição supracitada, as formas relictuais ou as paisagens não seriam reconhecidas, mas Hack reconheceu formas como terraços e planícies costeiras. O equilíbrio dinâmico requer um estado de balanço entre as forças opostas, que operam em taxas iguais e, efetivamente, se cancelam para produzir o estado estável. Isso significa, que em um leque aluvial, ocorre perda de material tanto quanto este é depositado.

De acordo com Thorn & Weldford (1994), entre os vários conceitos de equilíbrio em geomorfologia, provavelmente o equilíbrio dinâmico é o mais citado e certamente o único cuja origem é puramente geomorfológica. A versão do significado do conceito geomórfico foi desenvolvida por Gilbert (1877), em um trabalho sobre as montanhas Henry-USA. Embora pareça que esse autor tenha desenvolvido tal idéia enquanto trabalhava em um extenso artigo sobre o Colorado, na verdade ele escreveu suas noções sobre equilíbrio dinâmico sucintamente:

> Erosão é mais rápida onde a resistência é menor e, portanto, como as rochas moles são desgastadas, as duras são deixadas à mostra. A diferenciação contígua até um equilíbrio é alcançada pela lei da gravidade. Quando o nível periódico da ação erosiva depende da declividade, se torna igual ao nível de resistência que depende do caráter da rocha, ocorrendo igualdade de ação (GILBERT, 1877,, p. 115-116, *apud* THORN e WELFORD, 1994, p. 681).

Gilbert (1877) elaborou suas idéias no seguinte trecho sobre "Ação de igualdade de interdependência":

> A tendência de igualdade da ação, ou para o estabelecimento do equilíbrio dinâmico, já tem sido colocada fora de discussão do princípio de erosão e de esculturação, mas um desses resultados mais importantes não tem sido notado.
> Das condições significativas as quais determinam a taxa de erosão, tem-se a denominação e quantificação de água corrente, vegetação, textura da rocha e declividade, somente a última está reciprocamente determinada pela taxa de erosão. Declividade originada em soerguimentos, ou nos deslocamentos da crosta terrestre pela qual as montanhas e continentes são formados, mas isso recebe uma distribuição em detalhes de acordo com as leis da erosão.
> Em qualquer lugar onde ocorre qualquer das condições dos agentes erosivos torna a ter localmente força excepcional. Essa força local fica diminuída pela taxa de reação da erosão em declividade. Qualquer vertente faz parte de um conjunto que quando recebe água ocorre à perda de vertente descartando a própria água bem como perda de material para a baixa vertente. A aceleração de cima para baixo é retardada, diminuindo a declividade do elemento no qual o distúrbio é originado; e como a declividade é reduzida a taxa de erosão é da mesma forma reduzida.
> Mas o efeito não pára por aqui. O distúrbio de transferência de material não cessa até que tenha alcançado os limites da base da drenagem. Para cada base, todas as linhas de drenagem se unem na linha principal e dali vão para todo tributário. Assim como cada membro do sistema, este é influenciado por todos os outros. Existe interdependência por toda parte do sistema (GILBERT, 1877 p. 123-124) (tradução nossa).

Na citação acima, nota-se que Gilbert já fazia uso de termos em linguagem de análise sistêmica, com relação à interdependência dos elementos da paisagem

geomorfológica e a interação entre os elementos que formam a cobertura do relevo, diante dos processos originados em vertentes, sobretudo, influenciados pela lei da gravidade e pela composição do material que sustenta o relevo.

O conceito de equilíbrio dinâmico proposto por Gilbert assemelhava-se ao balanço das forças de equilíbrio que aparecem em dinâmica, mas, por analogia, especialmente à derivação formal, sua conceituação tem várias outras características:

-descrição do comportamento interno como sistema (base de drenagem), que constitui a descrição dos processos tal como o estado de condição;

-dependente da escala (limitado para base de drenagem), porque deva terminar o ajuste da borda da base não imediatamente em evidência própria;

-está de acordo com a transferência de massa (especialmente de energia);

-engloba a imatura expressão da forma (isto é, declividade); claramente, o conceito de equilíbrio dinâmico proposto por Gilbert deve ser respeitado como de origem unicamente geomorfológica.

Hack (1960, p. 85) sugere que muitos elementos da paisagem estão em equilíbrio dinâmico com os processos que agem sobre eles: as formas e os processos encontram-se em estado estável de balanço e devem ser considerados como independentes do tempo. Ele compara essa condição com que o solo rebaixa na superfície na mesma taxa de rebaixamento da borda dos horizontes de solos que se movem para baixo no regolito (NIKIFOROFF, 1959, *apud* SCHUMM & LICHTY, 1965), e continua com o seguinte argumento:

> A teoria do equilíbrio dinâmico explica formas topográficas e as diferenças entre elas na maneira que deve ser dita por ser independente do tempo. A teoria diz respeito às relações entre as rochas e processos como elas existem no espaço. As formas podem mudar somente com a energia aplicada para as mudanças dos sistemas (HACK, 1960, p. 85).

Thorn e Welford (1994) consideram que, embora o conceito de Gilbert tenha recebido pouca atenção durante o período denominado pelo modelo davisiano de desenvolvimento da paisagem, seu trabalho se tornou o fio condutor e influenciou diversos outros autores, como Strahler, na década de 1950. Enquanto esse período de fluorescência da geomorfologia contém muitas idéias que apresentam (e são) críticas no desenvolvimento do pensamento científico na geomorfologia, os autores voltaram à atenção para as várias interpretações do equilíbrio dinâmico.

Thorn & Welford (1994) criticam Hack argumentando que o conceito de equilíbrio dinâmico foi restabelecido em 1960, não obstante na forma híbrida. Infelizmente, a versão revisada da contribuição de Gilbert para o pensamento geomórfico confundiu o assunto pela utilização dos termos "equilíbrio dinâmico" e "estado estável". Dessa forma, Hack, em 1960, comparou o antigo e restrito conceito geomórfico com a restrita termodinâmica:

> A suposição era criada pela observação e mapeamento das formas na região e poderia ser explicada com base nos processos que estão agindo hoje através do estudo das relações entre o fenômeno como está distribuído no espaço. O conceito de equilíbrio dinâmico serviu como base filosófica das formas para esse tipo de análise. A paisagem e os processos moldados são considerados parte de um sistema aberto no estado estável do balanço no qual cada vertente e cada forma é ajustada pela outra (HACK, 1960 *apud* THORN e WELFORD, 1994).

Na opinião de Thorn & Welford (1994), embora, na ocasião, Hack (1975, p. 94-95) tenha distinguido equilíbrio dinâmico e estado estável, o erro original foi repetido por Hack e outros, como na mistura apresentada a seguir; "o estado estável é possível no sistema aberto e difere do estado estacionário do equilíbrio estático dos sistemas fechados. Nós deveríamos então, equacionar o termo estado estável com equilibro dinâmico em geomorfologia como definido por Hack (1960)" (LEOPOLD & LANGBEIN, 1962, *apud* THORN & WELFORD, 1994).

Para Hack (1975), Gilbert não teve coragem de sistematizar a idéia do equilíbrio dinâmico, então ele tomou a iniciativa e, como estava à procura de uma teoria que explicasse a evolução do relevo em qualquer nível topográfico, passou a estabelecer a teoria do equilíbrio dinâmico como uma forma adequada para essas imputações.

Vários conceitos diferentes de equilíbrio dinâmico têm sido englobados em um só. Essa noção incorporada de estado estável definiu o aspecto para o estado do relevo e agrega a noção de estado estável definido com respeito ao estado atrativo em um sistema termodinâmico aberto que deve referir-se à energia e massa, sendo um estado estacionário definido com respeito somente à energia e o equilíbrio estático definido como o corpo dinâmico que está estagnado ou em descanso e no qual a soma das forças atuantes no objeto é zero, nula.

O equilíbrio dinâmico não tem sido equiparado somente a um estado estável, mas também ao quase equilíbrio e, com isso, derivado empiricamente de um significado, por exemplo: *evolução da paisagem* é uma evolução na natureza do termo, mantendo o

significado, enquanto e através do tempo essencialmente o equilíbrio dinâmico ou quase equilíbrio. Esses argumentos foram baseados na expressão estatística de entropia, conceituada pela analogia com os termos termodinâmicos. No ajuste dos rios, argumentava-se que é rápida a comparação para taxas de elevação, uma reivindicação de que os períodos de internalização e a relaxação de tempo são breves. Assim, rios suspensos sobre posição significativa atentam qualitativamente para a quase estatística ou quase estado de equilíbrio.

Sobre esse assunto Hack (1960) cita Leopold & Maddock (1953), que consideram os níveis da drenagem em relação à geometria hidráulica do canal. Seus estudos de entalhamento da drenagem e secção com dados que indicam como os modelos se ajustam na relação entre as variáveis: largura, profundidade, velocidade e perda de material sedimentar na dissecação dos níveis topográficos dos cursos d'água. Eles concluíram que os conceitos de Mackin, de níveis altimétricos, não podem ser demonstrados pela consideração dos dados do entalhamento da drenagem, de forma que utilizaram o termo *quase equilíbrio* em referência para ao equilíbrio nos canais observados por eles, em toda a drenagem estudada. Eles reconheceram que esse equilíbrio é distinto do proposto por Davis e Mackin por meio dos conceitos de *variações altimétricas da drenagem*.

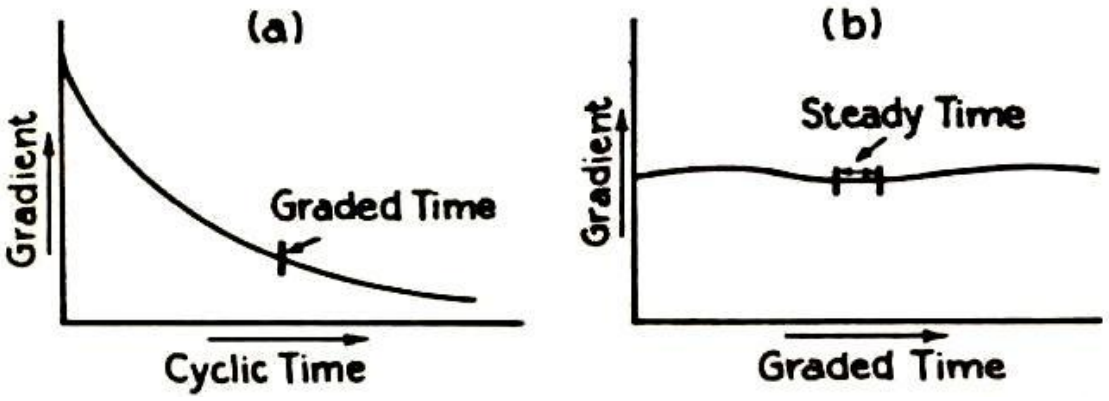
Schumm & Lichty (1965), buscando encontrar uma melhor explicação para o equilíbrio dinâmico, escreveram o artigo denominado: "Time, space, and casuality in geomorphology". A distinção entre a causa e o efeito no desenvolvimento das formas é uma função do tempo e espaço (área), porque os fatores que determinam o caráter das formas podem ser dependentes ou independentes das mudanças variáveis como os limites do tempo e do espaço. Moderadamente, durante longos períodos de tempo, por exemplo, a morfologia do canal do rio é dependente da geologia e do ambiente climático, mas, durante curto período de tempo, o canal morfológico é uma variável independente do canal hidráulico.

Os autores antes citados estenderam suas associações de equilíbrio dinâmico com os conceitos de *gradiente* de Davis: "A níveis do instante de tempo se referem a curto período do tempo cíclico durante o qual a condição de variação altimétrica ou equilíbrio dinâmico existe. Introduziram os conceitos de *tempo cíclico, tempo gradual* e *tempo estável* numa demonstração atenta para a compatibilidade dos conceitos de evolução de Davis, os quais refletiram em uma declaração de Hack sobre tempo independente e, essencialmente, na perspectiva de Gilbert. Esse artigo é profundamente importante na

história da geomorfologia, mas a noção de equilíbrio é a menos dependente do tempo, que era adicionado a outra dimensão geomórfica, para a maneira pela qual o conceito é tratado. A natureza do problema é evidente na seguinte citação:

> Durante o espaço de tempo estável, o verdadeiro estado estável deve existir em contraste com o equilíbrio dinâmico e tempo de equilíbrio [...]. A paisagem, durante esse instante ou período do tempo, está verdadeiramente em tempo independente porque eles não mudam, e tempo e relevo inicial têm sido novamente eliminados como variáveis independentes. Durante esse instante somente a água e os sedimentos descartados do sistema são variáveis dependentes [...]. Obviamente que a condição de estado estável não é aplicável para toda a base de drenagem (SCHUMM & LICHTY, 1965, p. 115; 1975).

Schumm & Lichty (1965) atentaram para a resolução de algumas controvérsias consideradas na paisagem durante diferentes instantes de tempo. O tempo necessário para a denudação da paisagem era subdividido em tempo cíclico, declividade, e tempo estável (figura 9). Os autores estenderam a associação do tempo e do espaço com o equilíbrio dinâmico com o conceito de ciclo de Davis: "o instante de tempo [...] se refere a curto espaço de tempo cíclico, o qual dura certa condição de tempo".



(a)	Redução progressiva do gradiente durante o tempo cíclico. Durante o tempo equilibrado, uma pequena fração do tempo cíclico, o gradiente se mantém relativamente constante.
(b)	Flutuações do gradiente sobre e abaixo do significado durante o "período de tempo".
	O gradiente é constante durante o breve instante do tempo estável.

Figura 9. Diagrama ilustrando a mudança do gradiente do canal em diferentes instantes de tempo

Fonte: Schumm & Lichty (1965).

Schumm & Lichty (1965) destacam a importância da distinção de três escalas temporais separadas, a cíclica ou do tempo geológico, que abrange os milhões de anos necessários para completar um ciclo erosivo, a escala de tempo de equilíbrio (*grade*), termo utilizado por Davis para mostrar uma condição de balanço essencial entre a corrosão e a deposição, usualmente atingido no estágio maduro de desenvolvimento do relevo.

Se a preocupação fosse explicar os termos do *ciclo geográfico de Davis*, como chama Higgins (1975), aos conceitos derivados da teoria geral dos sistemas termodinâmicos, o ciclo seria identificado como um sistema fechado, que recebe toda energia externa e somente alcança o equilíbrio e o estado estável no final, quando o processo estiver lento. Já o conceito de equilíbrio dinâmico de Gilbert é citado como um exemplo de sistema aberto que requer um fluxo de energia contínuo para manter o estado estável. Tais análises podem ser muito utilizadas, mas elas tendem a confundir particularmente os objetivos da pesquisa para uma teoria geral aceitável do desenvolvimento da paisagem, e eles também têm sido muito mal interpretados.

Higgins (1975) cita ainda a idéia de Lee Wilson, que descreve que existem duas formas de equilíbrio dinâmico: o estado estável e o crescimento. O crescimento negativo pode resultar em um tipo de desenvolvimento evolutivo da paisagem concebido por Davis.

Tais aplicações podem nos ajudar a entender o que acontece em pontos particulares – no tempo e no espaço – a relação entre os processos e s formas que são improváveis. Entretanto, eles não podem ser substituídos por *observações cuidadosas de campo***,** para determinar quais seqüências de formas têm ocorrido atualmente e em várias configurações tectônicas e climáticas na Terra.

Para Higgins (1975), a principal falha que ainda temos nas teorias do desenvolvimento das formas é a de que a maioria dos estudos no campo geomórfico tem interpretado mal a relação entre a forma e o processo, por deixarem de reconhecer que, em muitas partes do mundo, há volumosas formas de paisagens que são relíquias formadas por processos curtos operando no local.

Morisawa (1965, p. 209) diz que, quando a força tectônica é menor ou maior do que os processos denudacionais, há um desequilíbrio da ação. Segundo o autor, o desequilíbrio é temporário desde que haja uma tendência ao equilíbrio dessas duas forças. Se o soerguimento é rápido e a erosão é lenta, o relevo se eleva rapidamente. A energia de elevação do relevo causa forças erosivas até eles estarem em balanço com as forças tectônicas. Já se as forças denudacionais são mais fortes do que as forças tectônicas, a

degradação será gradualmente vagarosa porque o rebaixamento do relevo e a energia finalmente levam a um equilíbrio da ação com tectonismo.

O estado de equilíbrio deve ocorrer somente enquanto o tectonismo está enfraquecendo e a degradação está crescendo, ou vice-versa. Isto é, em estado transitório, desde que a Terra seja dinâmica. Nem é o equilíbrio estático, porque a influência é contínua termal, química, magnética e outros tipos de forças agem na e com a Terra. Um exemplo disso seria a isostasia (MORISAWA, 1965, p. 209).

A erosão, iniciada por um soerguimento, reduz a superfície da terra e o material é depositado em áreas baixas. Isso resulta em resposta positiva da base de deposição contínua para o lado mais baixo. Assim, ambas, a erosão e a deposição, são reforçadas como são os movimentos crustais. Reajustes isostáticos devem ser imediatos ou tardios. Um vagaroso retorno ocorre quando o reajuste isostático requer um nível de valor. O soerguimento de retorno isostático demorado, causando renovada erosão, suporta o modelo davisiano, em que, intermitentemente, os soerguimentos resultam níveis de erosão em diferentes elevações. Contínuos retornos isostáticos suportam o modelo penckiano de mudanças das porcentagens do soerguimento para denudação. De acordo com a presente análise, ambos os modelos devem ser esperados na historia geomórfica da região.

O mesmo autor enfatiza que, quando as forças erosionais agem sobre material terrestre de resistências diferentes, deve haver um desequilíbrio temporário da ação e da forma. Entretanto, há uma tendência à lenta estabilização em forma de equilíbrio pela força e pela resistência. Por exemplo, um rio se ajusta na vertente para somente para se suprir da energia necessária a mover a carga erodida. À propósito, os gradientes hidrográficos se distinguem em diferentes tipos de material, e um equilíbrio de ação entre resistência e energia é alcançado. No mesmo sentido, na praia um equilíbrio da onda de energia e resistência do material é alcançado e demonstrado pela escarpa de praia. Vertentes escarpadas (em microescala) são encontradas em praias onde os materiais estão mais resistentes ao movimento das correntes.

Dessa forma, onde os materiais são mais resistentes, eles causam um crescimento temporário na energia. Para Morisawa (1965), isso pode significar que há uma tendência a uma taxa de equilíbrio na natureza. O equilíbrio está entre forças, ou entre força e resistência e é expresso pelas formas da terra.

Schumm & Lichty (1965) propõem um método para conciliar conflitos entre visões relacionadas à mudança temporal em geomorfologia, com relação à teoria

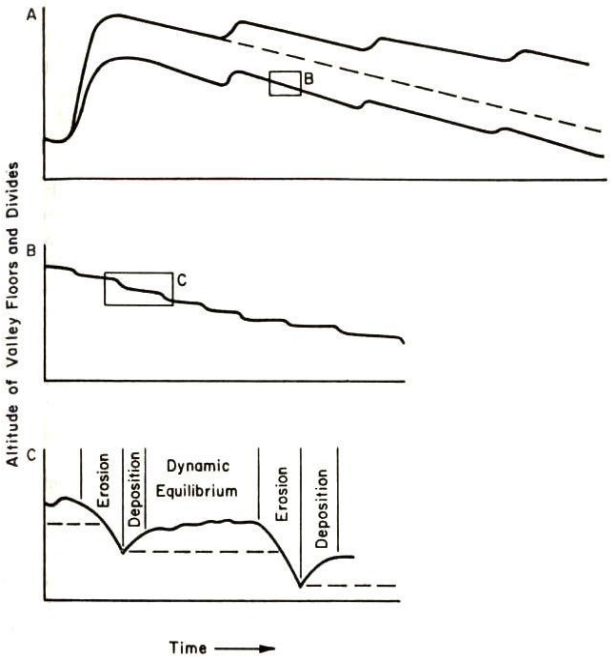
apresentada por Hack (1960) e aos estudos que enfatizavam as investigações sobre as mudanças ambientais, em longo prazo, e a análise do equilíbrio dinâmico aplicada às formas de relevo. Para os autores, isso poderia gerar uma dúvida com relação à existência de níveis de cimeira concordantes, como reflexos de antigas superfícies de aplainamento mais extensas. Schumm & Lichty (1965) acreditavam que existia a possibilidade de não se compreender a função do tempo nos sistemas geomórficos e afirmavam acreditar que as distinções entre causa e efeito na modelagem das formas de relevo dependem do lapso de tempo envolvido e da magnitude do sistema geomórfico considerado. De fato, as dimensões da mudança temporal e espacial e as relações de causa e efeito podem ser obscurecidas ou mesmo revertidas, e o próprio sistema pode ser descrito diferentemente.

Para Gregory (1992), em primeiro lugar, na escala de tempo, que pode ser de centenas ou de milhares de anos – durante os quais existe uma condição de ajuste ou de equilíbrio dinâmico –, e a escala de estabilidade, da ordem de um ano ou menos, pode existir um verdadeiro estado estacionário. Em segundo lugar, estava a explicação concomitante do status das variáveis geomórficas de acordo com a escala temporal que estava sendo analisada. Assim, uma variável que seja dependente em uma escala temporal pode ser independente em outra. Para ilustrar, Schumm & Lichty (1965) apresentam uma avaliação da paisagem em bacias hidrográficas.

Schumm (1975), como já havia demonstrado no artigo anterior, escrito juntamente com Lichty, continua a criticar outros modelos de evolução geomórfica. Reafirma que a maioria dos modelos de evolução geomórfica é insatisfatória para os termos curtos de interpretação e são ainda muito simplificados, por serem baseados em informações muito limitadas, por exemplo: a extrapolação de taxas de denudação de uma década de dados para mil ou milhão de anos da evolução da paisagem, baseada em suposições de lentas mudanças, que nem devem estar corretas. (GAGE, 1970, *apud* SCHUMM, 1975).

Schumm (1975) afirma também que o tempo gasto para a denudação da paisagem era subdividido em ciclos, classificados em períodos de tempo estável. A categoria de tempo em ciclos são intervalos de duração geológica, ou seja, o período de tempo necessário para a evolução denudacional de uma paisagem. Por exemplo, durante esse período, o que se espera é o decréscimo exponencial do gradiente fluvial, um componente da paisagem que reflete as mudanças no sistema fluvial. Entretanto, o ciclo de tempo pode ser subdividido em períodos de tempo e períodos de tempo estável.

Durante as classes de tempo, o gradiente avaliado será relativamente constante. Mas será através do tempo que ocorrerão variações sobre esse significado. O período de tempo existe conforme a definição de gradiente, como expressou Mackim (1948). Durante o curto período de tempo estável, não houve mudança. Quando se considera uma paisagem ou seus componentes, isso ajuda a pensar em como a paisagem é alterada durante os períodos de tempo considerados abaixo (fig. 10). Em resumo, o período de tempo referido, bem como cíclico ou geológico, pode ser representado em duração pela curva de Davis, que mostra a evolução da erosão na paisagem.



A - Ciclo de erosão, como previsto por Davis (linha tracejada), seguindo soerguimento, e como o ajusta de denução é afetado pelo soerguimento.

B - Porção do perfil do vale em A acima, mostrando episodio natural de decréscimo do perfil de altitude do vale.

C - Porção do vale em B acima, mostrando os períodos de instabilidade separados por longos períodos de equilíbrio dinâmico.

Figura 10. Modificação do conceito de ciclo geomórfico
Fonte: SCHUMM (1975).

Capel (1983), em uma análise histórica, diz que o trabalho de Horton sobre o desenvolvimento da erosão em bacia de drenagem, nos anos de 1940, assim como a teoria de Strahler sobre o equilíbrio das vertentes em 1950, propiciou uma corrente quantitativa que daria ênfase aos processos gerais na medida sistemática das formas superficiais simples e complexas. A busca de uma teoria dos sistemas geomorfológicos em equilíbrio

dinâmico se tornou uma preocupação dominante. É certo que, se havia contra-argumentações também aos esquemas davisianos, considerados excessivamente qualitativos, em contrapartida figuras de caráter claramente positivistas, como Gilbert, valorizavam o novo, com.

Assim para Chorley (1962), a geomorfologia o que emergiu a partir dos anos 1950 foi "uma ciência funcional clássica", com suas formas superficiais, a mesoescala, como objeto do estudo. Assim, desenvolveu-se o que Chorley havia denominado uma "geomorfologia funcional", cuja base está na tese positivista lógica de que os fenômenos do mundo real podem ser explicados com exemplos de regularidades repetidas e previsíveis, nas quais se pode aceitar a inter-relação entre forma e função. Uma teoria desse tipo deriva do ponto de vista que a ciência está empiricamente baseada, racional, objetiva e dirigida a facilitar explicações e previsões sobre a base das relações regulares observadas.

Dessa forma, também adquirem importância as técnicas de correlação estatística "derivadas – assinala Chorley – como necessidade lógica, contrariamente às crenças generalizadas das bases teóricas do funcionalismo e não vice-versa". Essas técnicas surgem em conjunto, logicamente com uma exaltação e magnificação da estatística, do uso do computador e a busca de novas técnicas de análises matemáticas e geométricas.

Dentre os autores que se utilizam da Teoria do equilíbrio dinâmico como base para os seus estudos se destacam: Casseti (1990), Cruz (1998), Christofoletti (1990), Tricart (1977, 1992), Ross (1994), Colângelo, 1995.

Na sua interpretação, Casseti (1990) denomina de "o sistema de J. Hack" e afirma que Hack seria o autor que mais trabalhou com o conceito de equilíbrio dinâmico e que esse conceito fundamenta-se na teoria geral dos sistemas, a qual foi incorporada na linhagem da escola anglo-americana. Sintetiza ainda que toda alternância de energia, externa ou interna, implica alteração no sistema por meio da matéria, razão pela qual todos os elementos da morfologia tendem a se ajustar em função das modificações impostas, seja pelas forças tectodinâmicas, seja pelas mudanças processuais subaéreas (mecanismos morfoclimáticos). Diante disso, conclui-se que a morfologia não tenderia necessariamente para o aplainamento (princípio da equifinalização), ou seja, que o equilíbrio pode ocorrer sob os mais variados panoramas topográficos, como afirmou Hack (1960) (fig. 11).

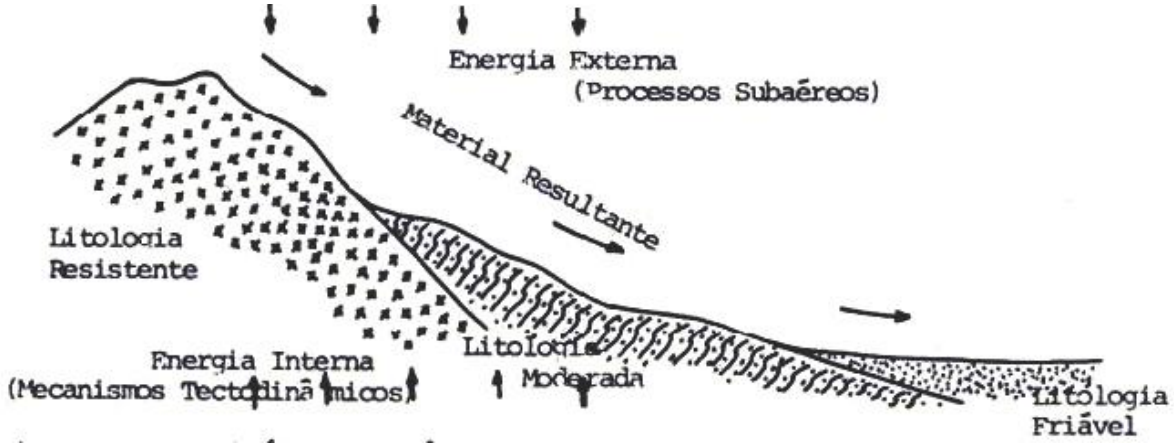


Figura 11. Equilíbrio dinâmico mantido nos diferentes panoramas topográficos, determinado pela diferencial litológica, que proporciona, mesmo em fortes declives, um volume de material correspondente.

Fonte: CASSETI (1994).

Casseti (1994) finaliza concordando com as idéias de Hack de que as formas do relevo e os depósitos superficiais possuem uma íntima relação com a estrutura geológica (litologia). Verificou, ainda, que a declividade dos canais fluviais diminui com o comprimento do rio e que variam em função do material, e que o equilíbrio é alcançado quando os diferentes compartimentos de uma paisagem apresentarem a mesma intensidade média de erosão.

> Contudo, deve-se observar que no equilíbrio dinâmico, as formas não são estáticas. Qualquer alteração no fluxo de energia incidente tende a responder por manifestações no comportamento da matéria, evidenciando, por conseguinte, mudanças morfológicas. Como exemplo, as mudanças climáticas ou implicações tectônicas produzem mudanças no fluxo de matéria, até a obtenção de novo reajustamento dos componentes do sistema. Algo intrínseco ao argumento de Hack é a de que o modelado se adapta rapidamente às variações dos fatores de controle ambiental (CASSETI, 1990, p. 34).

Tricart (1977), apesar de não citar a origem do equilíbrio dinâmico entre os autores consultados, foi um dos que conseguiu se aproximar de uma aplicação adequada aos termos do equilíbrio dinâmico. Em seu livro *Ecodinâmica*, cria os termos relacionados às variações do relevo associados à morfogênese e à pedogênese, processos diretamente ligados ao equilíbrio dinâmico das formas. Elabora os termos de classificação em unidades ecodinâmicas *estáveis*, *instáveis* e *intergrades*. As unidades ecodinâmicas *estáveis* seriam setores em que a pedogênese predomina sobre a morfogênese, ou seja, os processos pedogenéticos ocorrem naturalmente. As unidades ecodinâmicas *instáveis* seriam os setores em que a morfogênese se sobrepõe à

pedogênese. E, por fim, as unidades ecodinâmicas *intergrades*, que estariam associadas a um equilíbrio entre a morfogênese e a pedogênese (*o que estaria associado ao equilíbrio dinâmico*) (grifo nosso), no qual as trocas de energia e matéria se processam naturalmente sem que existam mudanças significativas na paisagem, tanto de origem antrópica quanto causadas condições naturais adversas; isso enfatizando a importância da cobertura vegetal nesses processos.

> Conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia. Esses fluxos originam relações de dependência mútua entre os fenômenos. Como conseqüência, o sistema apresenta propriedades que lhe são inerentes e diferem da soma das propriedades dos seus componentes. Uma delas é ter dinâmica própria, específica do sistema. (TRICART, 1977, p. 86).

Tricart (1977) trata a questão da dinâmica dos ambientes com a situação de estabilidade das geobiocenoses que eles comportam, a partir da intensidade dos processos atuais que ocorrem na área onde os solos, aliados às formas (morfodinâmica), revelam os meios estáveis e instáveis, e onde a morfogênese e a pedogênese são elementos-chave da dinâmica ambiental e o fator determinante do sistema natural, a que outros elementos estão subordinados.

Para o autor, as deformações tectônicas comandam todos os processos em que a gravidade intervém, favorecendo a dissecação das áreas elevadas, com incisão dos cursos d'água e crescimento dos declives das encostas. Os efeitos da tectônica combinam-se com os da litologia como em todos os modelados de dissecação. Nas áreas de acumulação, o abandono dos materiais é acompanhado também de instabilidade e rápida remoção.

Segundo Christofoletti (1990), a palavra *equilíbrio* possui diversos significados. A noção de equilíbrio foi utilizada pela teoria davisiana, na suposição de que ele se estendia paulatinamente do nível de base em direção à montante, conforme o decorrer do ciclo. Essa idéia implicava que, em algumas partes da bacia, as declividades das vertentes serão relativamente mais acentuadas que as verificadas em rochas de menor resistência (folhelhos e xistos, por exemplo). Quaisquer que sejam as condições de energia, a composição litológica influencia como agente diferenciador na morfologia.

> A teoria do equilíbrio dinâmico possibilita revisão global da ciência geomorfológica, a começar pela definição e delimitação do objeto de estudo. Essa perspectiva também clarifica algumas das preocupações que devem envolver os pesquisadores engajados com a aplicação de técnicas quantitativas, sendo que uma das mais importantes é testar se as intensidades de degradação são iguais às diversas partes dentro das paisagens equilibradas (CHRISTOFOLETTI, 1990, p.168).

Conforme Ross (1994), a quebra do equilíbrio dinâmico está diretamente ligada às intervenções humanas, que afetam a *fragilidade* dos ambientes em função das características genéticas destes. Para o autor, os ambientes naturais mostram-se, ou mostravam-se, em estado de equilíbrio dinâmico até o momento em que as sociedades humanas passaram a intervir na natureza.

> A princípio, salvo algumas regiões do planeta, os ambientes naturais mostram-se ou mostravam-se em estado de equilíbrio dinâmico até o momento em as sociedade humanas passaram progressivamente a intervir cada vez mais intensamente na exploração dos recursos naturais (ROSS, 1993, p. 34).

Ross (1994) associa muito mais o rompimento da manutenção do equilíbrio dinâmico aos eventos provocados pela atuação antrópica ao meio ambiente e propõe a metodologia da fragilidade ambiental adiante da atuação antrópica. Segundo o autor, as áreas onde está comprovada a alteração direta provocada pelo homem são classificadas como de fragilidade *emergente*; já onde a atuação antrópica é discreta ou invisível, as áreas são classificadas como de fragilidade *potencial*. Nessa metodologia, Ross (1992; 1994), apresenta uma série de fatores que determinam a fragilidade ambiental dos ambientes e os apresenta em forma de tabelas. As tabelas de fragilidade apresentam uma graduação (em cinco níveis) que classifica o fato analisado. Por exemplo, o primeiro parâmetro observado é a declividade do terreno. Dependendo do grau de declividade, poderá receber a classificação de fragilidade muito alta, alta, média, baixa e muito baixa. Para cada componente ambiental é atribuído um grau de fragilidade. Essa metodologia está melhor explicada no capítulo sobre a fragilidade ambiental.

A explicação fornecida por Hack para os Apalaches é distinta das anteriormente aventadas por vários autores, baseadas no reconhecimento de superfícies aplainadas.

> A teoria do equilíbrio dinâmico considera modelado terrestre como um sistema aberto, isto é, um sistema que mantém constante permuta de matéria e energia com os demais sistemas componentes de seu universo. A fim de que possam permanecer em funcionamento, necessitam de ininterrupta suplementação de energia e matéria, assim como funcionam através de constante remoção de tais fornecimentos (CHRISTOFOLETTI, 1990, p. 168).

Cruz (1998), em uma revisão sumária dos autores que opinaram sobre o conceito de equilíbrio dinâmico, lembra que o equilíbrio/desequilíbrio no estudo dos conjuntos geomórficos tem sido muito discutido e que a discussão se estendeu com Mayer (1920), Mackin (1948; 1992), Davis (1902), Penck (1924) e King (1953), além de muitos outros,

sobretudo a partir das acepções de *quase equilíbrio*, de Leopold e Madock, em 1953, e da teoria probabilística da evolução do relevo (LEOPOLD & LANGBEIN, 1952, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1989), quando então a proposta foi renovada por Hack, em 1960, com a teoria do equilíbrio dinâmico.

> Na teoria do equilíbrio dinâmico, as formas não são estáticas. Qualquer alteração no fluxo de energia incidente tende a responder por manifestações no comportamento da matéria, evidenciando mudanças morfológicas. Como exemplo, as mudanças climáticas ou eventos tectônicos produzem mudanças no fluxo da matéria, até a obtenção de novo reajustamento dos componentes do sistema. Algo intrínseco ao argumento de Hack é que o modelado do relevo se adapta rapidamente às variações dos fatores de controle ambiental (CASSETI, 2005, p. 16).

As novas concepções de estudos do relevo mais diretamente ligadas à teoria geral dos sistemas, de Bertalanffy, consideram a noção de sistema aberto e do equilíbrio em diferentes escalas adotadas e passam a fazer parte da fundamentação da teoria do equilíbrio dinâmico.

Nesse sentido, encontram-se, nas idéias de Lovelock (1991, p. 19-20), explicações mais fundamentadas sobre a noção de sistema como organismo, segundo as quais a própria Gaia[1] manifesta um comportamento homeostático por meio do inter-relacionamento que a Terra mantém com o seu meio ambiente, a atmosfera. As inter-relações observadas nos organismos vivos agem também nos sistemas naturais, o que permite explicar a estabilidade desses sistemas. O nível de estabilidade dos sistemas é variável e depende dos fatores do ambiente, além da eficiência dos controles internos. Segundo Odum (1988 p.29) existem duas formas de estabilidade "a estabilidade de resistência (a capacidade de se manter estável diante do estresse) e a estabilidade de elasticidade (a capacidade de se recuperar rapidamente)". Esse processo de regeneração foi também chamado de *resiliência* por Ehart.

---

[1] Lovelock descreve Gaia como um sistema de controle da Terra, um sistema que se auto-regula, semelhante ao termostato de uma geladeira, de um ferro de engomar ou de um forno doméstico. E afirma: "O melhor que sou capaz é dizer que Gaia é um sistema evolutivo, um sistema constituído por todos os seres vivos e pelo seu ambiente de superfície, os oceanos, a atmosfera e as rochas da crosta, estando as duas partes estreitamente unidas e indivisíveis". Para Lovelock (1997, p. 621), a "teoria de Gaia vê a biota e as rochas, o ar e os oceanos como existências de uma entidade fortemente conjugada. Sua evolução é um processo único, e não vários processos separados estudados em diferentes prédios de universidades". O caráter sistêmico de Gaia é explicado por Lovelock de modo multidisciplinar. Afirma que ela "tem um significado profundo para a biologia. Afeta até a grande visão de Darwin, pois talvez não seja mais suficiente dizer que os indivíduos que deixarem a maior prole terão êxito. Será necessário acrescentar a cláusula de que podem conseguir contanto que não afetem adversamente o meio ambiente". De modo similar, conclui que a "teoria de Gaia também amplia a ecologia teórica. Colocando-se as espécies e o meio ambiente juntos, algo que nenhum ecologista teórico fez, a instabilidade matemática clássica de modelos de biologia populacional está curada".

> As formas e os processos encontram-se em estado de estabilidade e podem ser considerados como independentes do tempo. Ela requer um comportamento balanceado entre forças opostas, de maneira que as influências sejam proporcionalmente iguais e que os efeitos contrários se cancelem a fim de produzir o estado de estabilidade, no qual a energia está continuamente entrando em saindo do sistema. O estado de estabilidade representa o funcionamento do sistema no momento em que todas as variáveis estão ajustadas em função da quantidade e variabilidade intrínseca da energia que lhe é fornecida. Assim, se houver alteração no fornecimento de energia (por exemplo, oscilação climática), o sistema reagirá a tais modificações e se desenvolverá até alcançar nova estruturação, no estado de estabilidade (CHRISTOFOLETTI, 1990, p. 168).

Para Christofoletti (1990), essa argumentação se baseia no fato de que as formas de relevo e os depósitos superficiais têm uma íntima e diversificada relação com a estrutura geológica. Hack (1965) verificou que a declividade dos canais fluviais diminui com o comprimento do rio, ou seja, com a distância a partir das divisas da bacia, de acordo como tipo de rocha. Portanto, a declividade do canal em certas distâncias a partir da divisa se torna muito diferenciada em determinadas espécies de materiais.

A amplitude topográfica, a distância vertical entre o topo da vertente e fundo do vale de um rio adjacente, é aproximadamente igual dentro de determinado tipo de rocha, mas difere muito de uma litologia para outra. Do mesmo modo, os perfis das vertentes variam conforme o tipo litológico. Dessas verificações, nota-se que as diferenças topográficas entre afloramentos rochosos diferentes são "conseqüências das diferenças entre as formas dos perfis fluviais de tais áreas e entre as formas dos interflúvios" (HACK, 1965, *apud* Christofoletti, 1990, p. 169).

A teoria do equilíbrio dinâmico está relacionada ao tratamento do modelado terrestre dentro da perspectiva analítica dos sistemas abertos. A exposição das várias propriedades inerentes aos sistemas abertos auxilia a melhor compreensão do equilíbrio dinâmico. Dessa forma, Richard J. Chorley (1962), *apud* Christofoletti (1990), destaca as propriedades que aqui se seguem.

O sistema aberto pode atingir o equilíbrio dinâmico, no qual a importação e a exportação de energia e de matéria são equacionadas por meio de um ajustamento das formas, ou geometria do próprio sistema. Assim, o gradiente dos canais fluviais é ajustado à quantidade de água e carga e à resistência do leito, de tal modo que o trabalho seja igual em todas as partes do curso. Esse ajustamento é conseguido por causa da capacidade de auto-regulação, e como há interdependência entre os elementos de todo o sistema, qualquer alteração que se processa em um segmento fluvial será paulatinamente comunicada a todos os demais elementos fluviais. E como um membro do sistema pode influir em todos os

outros, cada um dos membros pode ser influenciado por qualquer outro. Alguns autores consideram que o equilíbrio não é alcançado de modo global em um sistema que está sofrendo contínuas mudanças, como é o caso de paisagens em processo de degradação, conforme figura 12.

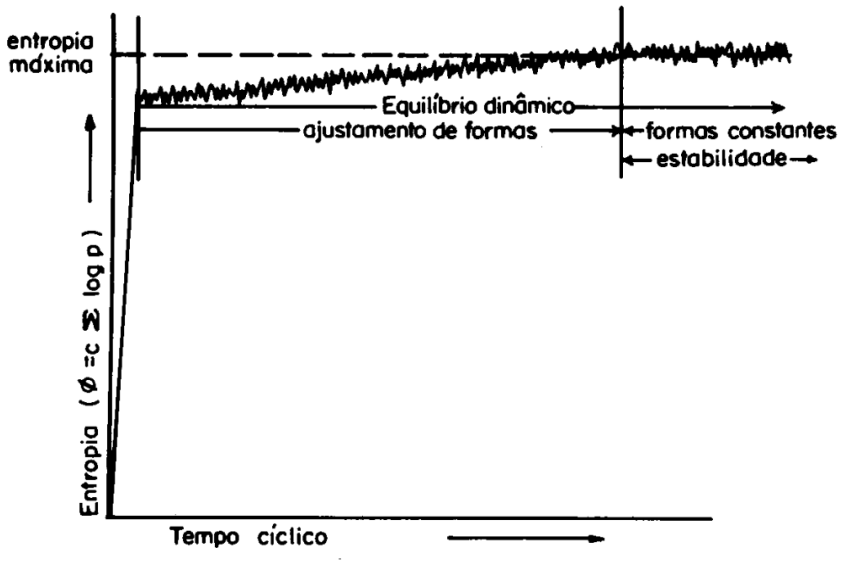


Figura 12. Equilíbrio dinâmico
Fonte: LANGBEIN & LEOPOLD (1964).

A designação de *quase-equilíbrio* foi proposta por Langbein e Leopold, (1964, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1990) para expressar essa situação. Já Abrahams (1968) distingue entre equilíbrio dinâmico e estado de estabilidade, observando que esse último corresponde a um subconjunto do primeiro, conforme figura 13.

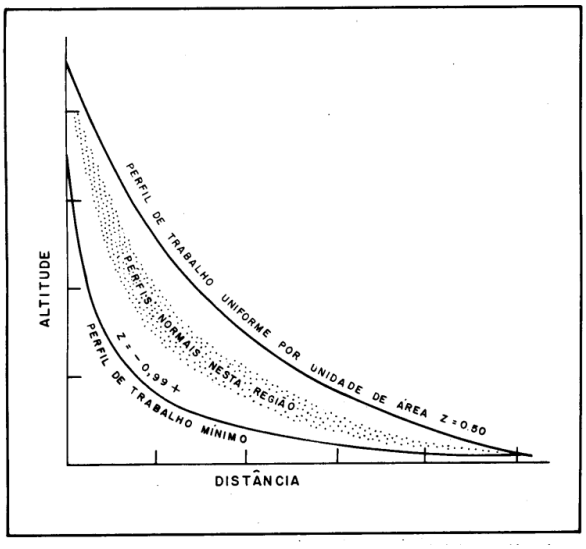


Figura 13. Perfis fluviais esquemáticos para determinada amplitude altimétrica, considerando as tendências do desgaste uniforme de energia e do trabalho total mínimo (segundo LANGBEIN & LEOPOLD, 1964)

Fonte: CHRISTOFOLETTI (1999).

Em crítica ao conceito de equilíbrio dinâmico, utilizado como termo de quase equilíbrio, Thorn e Welford (1994) concordam com os argumentos de Schumm e Lichty (1965; 1975), que se resumem à comparação de equilíbrio dinâmico com estado estável proposto por Hack em 1960, mas que, segundo Hack (1960) e Chorley (1962), devem ter deixado perplexos alguns geomorfólogos por rejeitar dimensão do tempo, no qual está o maior interesse do geólogo. A discussão que se segue é uma atenção para mostrar que a sugestão de Hack e Chorley não era necessariamente uma quebra com a tradição, mas simplesmente um método de consideração da paisagem com extensos limites temporais.

O equilíbrio dinâmico demonstra que os aspectos das formas não são estáticos e imutáveis, mas mantidos pelo fluxo de matéria e energia que atravessa o sistema. Com o passar do tempo, a massa da paisagem será removida e implicará mudanças progressivas em algumas propriedades geométricas, como no decréscimo do relevo médio, desde que não haja nenhuma compensação tectônica. Todavia, é errôneo acreditar que todas as demais propriedades necessitam responder de maneira simples a essa alteração progressiva, seqüencial. A existência do princípio do tamanho ótimo daquele sistema será mantido através de longo período de tempo e não estará sempre susceptível às mudanças sucessivas e seqüências. Geralmente, verifica-se que há alteração em uma das variáveis externas (os fatores que controlam o fluxo de massa e energia para o sistema).

Entretanto, pode ocorrer que modificações sensíveis nos fatores controladores sejam absorvidas pela própria estruturação do sistema, desde que essas oscilações não ultrapassem os limites que interfiram no equilíbrio interno do todo. A densidade hidrográfica e a estruturação das redes de drenagem podem permanecer as mesmas através de oscilações paleoclimáticas, como na sucessão de fases secas e úmidas das áreas intertropicais.

Quando o sistema atinge o equilíbrio dinâmico, desaparece a influência das condições iniciais e muitos traços das paisagens anteriores já foram destruídos. Quando se analisam fenômenos com acentuada tendência para o equilíbrio dinâmico, o tratamento histórico torna-se hipotético e inútil. Por exemplo, o soerguimento pode continuar indefinidamente e, se o entalhamento e a denudação acompanharem o mesmo ritmo, a paisagem e as formas relíquias, formadas sob condições passadas diferentes, são preservadas somente se o equilíbrio dinâmico ainda não foi atingido. Essa consideração não significa que as formas relíquias sejam raras na superfície terrestre, mas o critério de

análise incide sobre a harmonia e o equilíbrio entre os processos atuais e as formações rochosas. A geometria hidráulica dos canais fluviais responde prontamente às mudanças das precipitações, mas a rede de drenagem e as formas topográficas têm inércia muito maior (CHRISTOFOLETTI, 1990).

A última característica assinala que os sistemas abertos são capazes de atingir a equifinalização, isto é, condições iniciais diferentes podem conduzir a resultados finais semelhantes. Esse conceito acentua a natureza multivariada da maioria dos processos morfogenéticos e é contrário ao tratamento unidirecional da abordagem evolutiva cíclica de Davis.

Com relação à influência climática sobre o modelado, Marques (1990, p. 33) destaca que a aplicação conceitual do equilíbrio dinâmico nos estudos morfoclimáticos não levaria, necessariamente, também a uma homogeneidade da forma quando o relevo é submetido a um mesmo clima. As formas passam a representar o resultado contínuo de um ajuste entre o comportamento dos processos e o nível de resistência oferecido pelo material que está sendo trabalhado. As formas do relevo deixam de ser algo estático para ser também dinâmicas em suas tendências a um melhor ajuste, em sintonia com um processo que pode levar ao aparecimento de diferentes formas.

Portanto, entende-se que a fragilidade de um ambiente está diretamente relacionada aos processos de interferência nesse equilíbrio dinâmico de trocas do sistema natural. Por equilíbrio dinâmico entende-se serem as trocas de energia e de matéria necessárias para o desenvolvimento dos processos que regem o sistema natural, quando estes atingem um estágio em que as mudanças são somente percebidas em escala de tempo geológico. Quando essas mudanças no estado de equilíbrio dinâmico estável são percebidas na escala humana, considera-se que o sistema encontra-se em estado de equilíbrio dinâmico instável.

Quando é possível conhecer a estabilidade de um sistema, ou se o sistema se encontra em equilíbrio dinâmico, é possível determinar o seu grau de fragilidade diante das mudanças adversas, inclusive as antrópicas.

Segundo Christofoletti (1999, p. 113), para uma avaliação das possibilidades de mudanças é necessário conhecer a estabilidade dos sistemas, cujo processo de reajuste interno implica um circuito de retroalimentação. Isso porque os sistemas ambientais, em relação à sua estrutura e funcionalidade, alcançam um estado de equilíbrio, caracterizados por uma organização ajustada às condições das forças controladoras.

> A noção de estabilidade aborda dois aspectos: o primeiro refere-se à inércia, que é o estado em que o sistema permanece sem ser alterado pelos distúrbios externos, na qual as oscilações das forças controladoras não modificam o sistema, e o segundo refere-se á resiliência, que é a capacidade do sistema em retornar ao seu estado original depois de ser afetado pela ação dos distúrbios externos. Esses dois conceitos são importantes ao planejamento e à gestão ambiental, porque evidenciam o comportamento dos sistemas e o grau de estabilidade em relação à sua manutenção ou rápida recuperação após implantação de efeitos perturbadores, permitindo a avaliação do grau das conseqüências do impacto ambiental e antropogênico. (CHRISTOFOLETTI, 1999, p.114).

De acordo com Thorn & Welford (1994), a dinâmica é fundamentada nas leis do movimento de Newton, onde F (força) é definida como tempo de aceleração da massa (que está mudando de movimento (velocidade) de um objeto, e é expresso em termos de (M) massa, (L) comprimento, e (T) tempo ($F= MLT^{-2}$)). Essa relação conduz, em mudança, para definição de equilíbrio: "quando a velocidade de um objeto é Constante, ou se o objeto está em repouso, isso é dizer que está em equilíbrio" (SERWAY &FAUGHN, 1992, p. 75, *apud* THORN & WELFORD,1994).

Cada definição de equilíbrio não implica que não existe uma força agindo no objeto, mas, preferencialmente, que a soma dos vetores é zero, ou $\sum iFi=0$ (BLATT, 1988, p. 56). Essa "primeira condição de equilíbrio" prova um caminho muito utilizado de equilíbrio conceitualizado chamado de "a ausência de aceleração" (FAUSTSH *et al*, 1986, p. 121). Se um corpo está estacionado ou em repouso, considera-se que se encontra em equilíbrio estático (HALLIDAY & RESNICK, 1981; GIANCOLI, 1985 *apud* THORN & WELFORD, 1994). Se o corpo encontra a primeira condição para o equilíbrio e está movendo dentro da estrutura de referência, pode estar em equilíbrio dinâmico (HALIDAY & RESNICK, 1981; GIANCOLI, 1985, *apud* THORN & WELFORD, 1994). Em dinâmicas, a distinção entre equilíbrio estático e equilíbrio dinâmico não apresenta problema, porque equilíbrio dinâmico deve ser convertido simplesmente pela mudança de referência da estrutura, isto é, o observador e o objeto se movem juntos.

A termodinâmica reconhece três tipos de sistemas: sistemas isolados assumem que as bordas são fechadas para importação e exportação de massa, mas não de energia; sistemas fechados assumem que os limites previnem a importação e exportação de massa, mas não de energia; e os sistemas abertos assumem uma troca de ambas, massa e energia, com seus arredores (PARKER, 1983, p. 1.158). A definição de equilíbrio varia com cada tipo de sistema e isso serve para aquelas definições que se utilizará novamente agora.

Na verdade, a teoria do equilíbrio dinâmico , assim como outras teorias, vem sendo moldada de acordo com as críticas construtivas que muito contribuem para a evolução dos estudos relacionados aos princípios básicos propostos por Davis com enfoque geomorfológico. São os princípios de estudo das formas, dos processos e das estruturas ao longo do tempo, conforme figura 14.

Figura 14. Princípios básicos da geomorfologia
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Uma correlação simplificada à contribuição de Davis que permaneceu até hoje, com a qual pode se associar o estudo da geomorfologia como respostas às questões: o quê?, como? e quando? – formas, processos e história. Esses princípios foram sendo aprimorados e hoje são considerados fundamentais nos estudos do relevo, já que as formas, a função, a estrutura e os processos constituem elementos chave na interpretação da evolução das formas do relevo e no entendimento das teorias que estão diretamente relacionadas ao estudo da gênese das paisagens.

Embora o equilíbrio dinâmico tenha sido tratado de forma superficial por alguns autores, a retomada da literatura sobre o assunto nos ajudou a realizar um melhor entendimento dessa teoria no contexto dos processos geomorfológicos.

Muito embora a teoria do ciclo geomórfico tenha sido muito criticada, deixou marcas muito profundas na história do desenvolvimento da geomorfologia. Até os dias atuais, suas considerações e ponderações, por mais simples que sejam, estão sempre entre as grandes discussões. Há o reconhecimento da sua importância, por mais restritiva que tenha sido, foi grande contribuinte para o surgimento de novos pensamentos e proposições mais atualizadas ou ao menos aplicáveis em níveis mais variados de formação e manutenção dos processos formadores do relevo.

As considerações aventadas a respeito de cada contribuição no decorrer do desenvolvimento e tratamento teórico da geomorfologia devem contemplar o conhecimento factual, conforme recorda Christofoletti (1980). Essa questão se refere ao

estudo das características e dos mecanismos dos processos e das formas, fornecendo elementos que permitem reconhecer o seu funcionamento em todas as etapas. A função de descrever os mecanismos e as formas é, por si mesma, neutra, sem significação.

A teoria do equilíbrio dinâmico tem demonstrado ser de grande importância para a geomorfologia atual. Muito dos seus fundamentos são utilizados para se argumentar que a falta de equilíbrio dinâmico que consideramos pode ser entendida como desenvolvimento natural de um sistema e estar associada a mudanças naturais ou artificiais. Quando esse sistema sofre intervenções, sejam elas de ordem antrópica ou natural, há uma interrupção desse equilíbrio dinâmico, que passa a ser instável momentaneamente; nesse momento não há equilíbrio, apenas a dinâmica em atuação, a qual funcionará de maneira diferenciada até que se volte ao estado equilibrado e se desenvolva naturalmente. A volta ao seu estado natural dependerá do conjunto formado pelo material que sustenta esses sistemas, dos processos nele atuantes, bem como do clima.

Diante do exposto, podem-se investigar, em um estudo de fragilidade ambiental, as características que levam um sistema a se apresentar mais ou menos frágil diante de certos distúrbios que podem vir a ocorrer, seja pela transformação do material de origem ou pela variação dos processos que imprimirão na paisagem as mudanças que possam vir a ser adversas aos fenômenos naturais e que ocorram em magnitude e freqüência de intensidades diversas àquelas que ocorrem constantemente.

CAPÍTULO 5. O EQUILÍBRIO DINÂMICO E A FRAGILIDADE AMBIENTAL

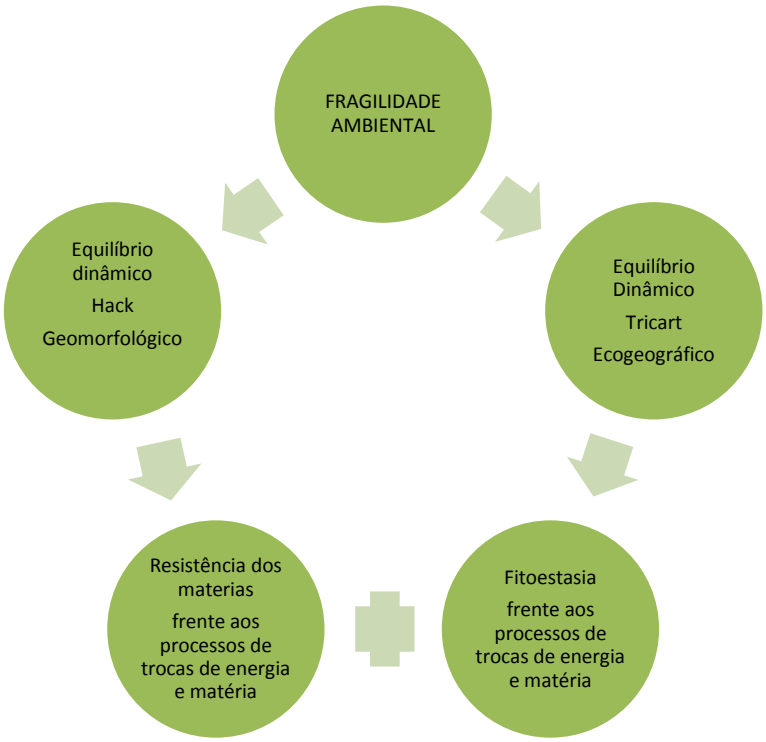


Figura 15. Fluxograma fragilidade *versus* equilíbrio dinâmico
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A natureza é um sistema com uma dinâmica própria, regida pelas leis globais sistêmicas, em que a interação dos elementos é fato evidente e provável, sua concepção não existe sem levar em consideração os processos atuantes sobre a sua composição e sem a observação do resultado dessa interação na paisagem.

5.1. Conceituando Fragilidade Ambiental

Entende-se por fragilidade a tendência de o relevo ser alterado de seu estado de equilíbrio dinâmico com facilidade, seja naturalmente seja por decorrência de fatores artificiais como os antrópicos. A fragilidade ambiental representa o limiar (*threshold*) entre o equilíbrio dinâmico e o não-equilíbrio (THORN & WELFORD, 1994) nos ambientes não antropizados.

O estudo da fragilidade ambiental tem se tornado um aspecto importante a ser verificado na quantificação e na relação entre os componentes do “extrato geográfico”

(solos, relevo, vegetação, clima, correntes), conceito apresentado por Grigoriev (1968), aos componentes do substrato geológico (rochas).

De acordo com BRUNSDEN & THORNES (1979), a sensibilidade da paisagem para mudanças é expressa com a semelhança que é dada pelas transformações nos controles dos sistemas que produzirá uma resposta sensível, reconhecível e persistente. A resposta envolve dois aspectos: *a propensão para mudanças e a capacidade do sistema absorver a mudança*. (grifo nosso).

Seguindo as classificações de sistemas propostas por KENNEDY & CHORLEY (1971, p. 28) e anteriormente, as quais definem aspectos que caracterizam os sistemas, destacam-se aqui como importantes para o foco da pesquisa: os *sistemas morfológicos*, que representam as formas; os sistemas processos-resposta, que comprovam o grau de dependência entre os sistemas; relações entre o processo e as formas que dele resultam, caracterizando a globalização do sistema; e, por fim, os *sistemas controlados*, que constituem a atuação do homem sobre os sistemas processos-respostas. Sua funcionalidade depende da magnitude e freqüência dos *inputs* e *outputs* das mudanças internas dos sistemas, que ocorrem por causa da sua auto-regulação, ou *feedback* negativo, com o intuito de criar um estado de equilíbrio entre os vários componentes desses sistemas de processo-resposta.

Nesse contexto, o estudo da fragilidade ambiental partiu do enfoque sobre a importância da dinâmica na natureza e das interações inerentes aos seus processos de resposta entre os elementos componentes do sistema. Qualquer intervenção nessa dinâmica resulta em mudanças na integração dos elementos ou nos elementos constituintes da paisagem e conseqüentemente no seu equilíbrio dinâmico.

O termo *fragilidade ambiental* pode ser concebido a partir dos conceitos relacionados aos preceitos da teoria geral dos sistemas, nos quais os elementos da natureza são considerados como de interação mútua, em que o sentido de "o todo é mais do que a soma das partes" está identificando o caráter sistêmico. Nesse sentido, a fragilidade ambiental seria explicitada pelas possíveis quebras na interação entre os elementos do sistema natural.

Por entender fragilidade ambiental como a propensão ao desmantelamento de um sistema que se encontra em equilíbrio dinâmico, concordamos que a "fragilidade dos ambientes naturais face às intervenções humanas é maior ou menor em função de suas características genéticas" (ROSS, 1993).

A idéia de interação da análise sistêmica, segundo a qual os sistemas adquirem a funcionalidade e o efeito de processo-resposta, que dependem da magnitude e freqüência dos *inputs* e da alteração interna dos sistemas, ocorre por causa da sua auto-regulação ou *feedback* negativo em busca de equilíbrio entre os elementos do sistema (KENNEDY & CHORLEY, 1971, p. 28) definem diferentes classes de equilíbrio que possibilitam a evolução do sistema processo-resposta.

- Equilíbrio estático: não há mudanças no tempo.
- Estado constante de equilíbrio: ocorre na variação sobre uma condição média de constância.
- Equilíbrio dinâmico: variação sobre condições médias de mudanças.
- Equilíbrio em mudança: equilíbrio estático, separado por episodio de mudanças.

Dessa forma, cada sistema apresenta características de dinâmica próprias, além de diferentes níveis de fragilidade, que podem ser avaliados cada um de acordo com o seu equilíbrio e propensão a mudanças ao longo do tempo ou diante de distúrbios externos.

Na avaliação das possibilidades de mudanças, é necessário conhecer a estabilidade dos sistemas, cujos processos de reajuste internos implicam um circuito de retroalimentação. Isso porque os sistemas, em relação a sua estrutura e funcionalidade, alcançam um estado de equilíbrio, caracterizados por uma organização ajustada às condições das forças controladoras (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Os sistemas nas relações exprimem o caráter dinâmico dos sistemas naturais, os quais se comportam, de forma não linear, mas altamente organizadas e regidas pelas leis da natureza, alimentadas pelos *inputs* e *outputs* (entradas e saídas) de energia e matéria que circulam nos sistemas.

O caráter dinâmico não linear dos sistemas lhes confere, na paisagem, as características próprias e muito particulares de cada um. Esses sistemas são diferenciados entre si por se apresentar ora mais ora menos suscetíveis às interferências externas. Essas diferenças entre os sistemas têm sido estudadas e colocadas à prova por algumas metodologias, entre as quais se destaca a metodologia da fragilidade ambiental elaborada por Ross (1994), que elaborou e introduziu no Brasil o estudo da fragilidade ambiental com a finalidade de subsidiar o planejamento ambiental. Em seu estudo intitulado “Fragilidade ambiental dos ambientes naturais e antropizados”, o autor partiu dos preceitos das unidades ecodinâmicas de Tricart (1977), elaborou uma classificação dos ambientes

naturais e antropizados, denominando como *fragilidade potencial* as áreas sem atuação antrópica e como *fragilidade emergente* as áreas onde a atuação antrópica se faz presente. Atualmente, a classificação de *fragilidade potencial* tem sido pouco utilizada quando se parte da idéia de que já não existem mais ambientes sem a interferência direta ou indireta do homem.

Nesse sentido, a fragilidade ambiental recebeu uma classificação hierárquica para as características do meio físico com ou sem a atuação antrópica, conforme tabela 4:

Tabela 4. **Classificação hierárquica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados**

Classe de fragilidade	Hierarquia
Muito fraca	1
Fraca	2
Média	3
Forte	4
Muito forte	5

Fonte: Ross (1994).

Ross (1994) estabeleceu ainda que a fragilidade do meio físico poderia ser classificada pelas características de inclinação das vertentes; para estabelecer a hierarquia da fragilidade ambiental, utilizou as classes de declividade, levando em consideração o escoamento superficial difuso e concentrado das águas pluviais, assim como os atributos que lhes conferem maior ou menor grau de erosividade, de modo a elaborar a seguinte ordem de classificação, cujo princípio determinante é o relevo[2], conforme tabela 5.

Tabela 5. Hierarquia da fragilidade conforme o grau de declividade

Classe de fragilidade	Índice de fragilidade	Classes de declividade
Muito fraca	1	6%
Fraca	2	6 a 12 %
Média	3	12 a 20 %
Forte	4	20 a 30%
Muito forte	5	>30%

Fonte: Ross (1994).

Outro elemento do meio físico cuja constituição pode intensificar ou não a fragilidade ambiental é o tipo de solo. Assim, para os tipos de solos o autor elaborou uma hierarquia de fragilidade, conforme se pode observar na tabela 6:

[2] É importante salientar que o mapa geomorfológico, ou seja, de padrão de formas semelhantes, é a base para a classificação de fragilidade ambiental. Essa base é a que servirá de suporte à correlação entre as condicionantes e características do meio físico.

Tabela 6. Hierarquia dos tipos de solo

Classe de fragilidade	Índice de fragilidade	Tipos de solos
Muito fraca	1	Latossolo roxo, latossolo vermelho escuro e vermelho amarelo textura argilosa.
Fraca	2	Latossolo amarelo e vermelho amarelo textura média/argilosa.
Média	3	Latossolo vermelho amarelo, nitossolos, aluvissolos, neossolos textura média/argilosa.
Forte	4	Neossolos, cambissolos textura média/arenosa, cambissolos.
Muito forte	5	Neossolos com cascalho, litólicos e neossolos quartzarênicos.

Fonte: Ross (1994).

Ao considerar os solos como elemento importante na definição da fragilidade ambiental, Ross (1994) definiu a cobertura vegetal dos solos como outro fator importante a ser considerado nas definições de fragilidade e assim criou uma hierarquia que corresponde ao tipo de vegetação e ao grau de cobertura que essa vegetação apresenta sobre os diferentes tipos de solos. Essa cobertura está associada ao grau de proteção que confere aos solos, conforme hierarquizado na tabela 7:

Tabela 7. Graus de proteção do solo em função dos tipos de cobertura vegetal

Grau de proteção	Índice de fragilidade	Tipos de cobertura
Muito alta	1	Florestas/matas naturais, florestas cultivadas com biodiversidade.
Alta	2	Formações arbustivas naturais com estrato herbáceo denso, formações arbustivas densas (mata secundária
Média	3	Cerrado denso, capoeira densa). Mata homogênea de pinus densa, pastagens cultivadas com baixo pisoteio de gado, cultivo de ciclo longo como o cacau.
Baixa	4	Culturas de ciclo longo em curvas de nível/terraceamento como café, laranja com forrageiras entre ruas, pastagens com baixo pisoteio silvicultura de eucaliptos com sub-bosque de nativas.
Muito baixa-nula	5	Áreas desmatadas e queimadas recentemente, solo exposto por arado/gradeado, solo exposto ao longo de caminhos e estradas, terraplenagens, culturas de ciclo curto sem práticas conservacionistas.

Fonte: Ross (1994).

Ross (1993; 1994) considerou ainda outros elementos importantes para a definição das fragilidades ambientais, tais como índices de dissecação do relevo, entalhamento dos vales, densidade de drenagem e usos da terra, os quais são acrescentados às análises ambientais e correlacionados para se definir o melhor padrão hierárquico para representar a fragilidade do ambiente.

Até esse último estudo, Ross não havia introduzido, em sua análise da fragilidade, uma correlação com a pluviometria. Assim, em 2001 acrescentou mais essa variável como parâmetro a ser considerado na análise da fragilidade ambiental, conforme tabela 8, a seguir:

Tabela 8. **Níveis hierárquicos das características pluviométricas e respectivos índices de fragilidade.**

Índice de fragilidade	Níveis hierárquicos	Características
1	Muito baixa	Situação pluviométrica com distribuição regular ao longo do ano, com volumes anuais não muito superiores a 1.000 mm/ano.
2	Baixa	Situação pluviométrica com distribuição regular ao longo do ano, com volumes anuais não muito superiores a 2.000 mm/ano.
3	Média	Situação pluviométrica com distribuição anual desigual, com periodo seco entre 2 e 3 meses, e no verão com maiores intensidades de dezembro a março.
4	Forte	Situação pluviométrica anual desigual, com período seco entre 3 e 6 meses, alta concentração de chuvas no verão entre novembro e abril, quando ocorrem de 70 a 80% do total de chuvas.
5	Muito forte	Situação pluviométrica com distribuição regular ou não ao longo do ao com grandes volumes anuais ultrapassando 2.500 mm/ano, ou ainda comportamentos pluviométricos irregulares ao longo do ano, com episódios de alta intensidade e volumes anuais baixos geralmente abaixo de 900.

Fonte: Ross (inédito), *apud* SPÖRL (2001).

Além da classificação da fragilidade ambiental da paisagem com índices de fragilidade ambiental, Ross *et al* (2007) passam a classificar a fragilidade das planícies fluviais e do substrato litoestrutural.

Aplicando essa metodologia a áreas de rochas calcárias (de altíssima fragilidade), Ross *et al* (2007) passam a classificar também o estrato litoestrutural em áreas onde esse fenômeno aparece. Nesse estudo, passam também a considerar as planícies fluviais como setores de relevo passíveis de classificação da fragilidade. As planícies fluviais se apresentam em constantes riscos de inundações e de erosão das suas margens em locais onde as mudanças de volume de água são repentinas. As planícies fluviais são consideradas como áreas muito frágeis.

Anteriormente à classificação de fragilidade ambiental, alguns procedimentos metodológicos são necessários: a compartimentação regional e, posteriormente, as compartimentações locais e descrições das características das paisagens.

Assim, tendo em vista que a principal preocupação nas pesquisas geomorfológicas sempre foi, ao longo do desenvolvimento da ciência, a de estabelecer as relações entre os materiais (litologia), os processos (a dinâmica) e as formas (relevo) –, segundo Cruz (1998, p. 25), a geomorfologia é em geral definida como ciência que estuda as formas de relevo

no passado, presente e futuro –, o conjunto dessas formas faz parte da paisagem física e os processos superficiais da Terra. Assim, busca-se, neste estudo, o entendimento da organização e da dinâmica da paisagem, bem como a situação ambiental desenvolvida pelo relevo nesta paisagem.

Nesse sentido, destaca-se a metodologia de Ab'Saber (1969), que propõe, na análise geomorfológica, etapas a serem seguidas que facilitam o entendimento da dinâmica que ocorre nas paisagens entre as formas, estruturas e processos.

Nesse panorama, Ab´Saber (1969) procurou estabelecer bases geomorfológicas que servissem de diretrizes para o estudo do Quaternário intertropical. Assim, apresenta o conceito de geomorfologia tripartite, no qual expõe uma ordenação de níveis de tratamento considerados ideais na metodologia das pesquisas geomorfológicas, como representado a seguir (fig. 16).

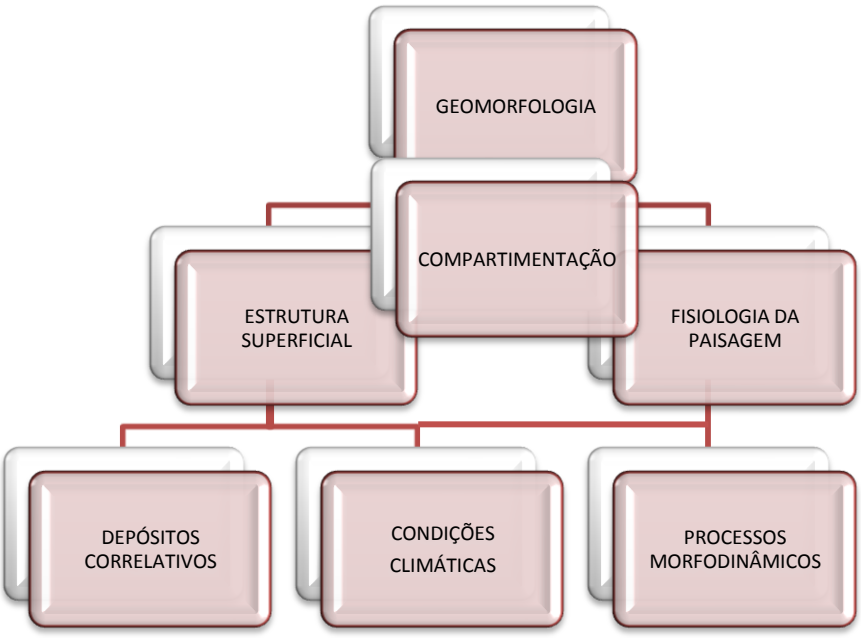


Figura 16. Níveis de abordagem geomorfológica
Elaboração e organização: Matos Fierz (2007) (baseado em Ab'Saber, 1969).

O autor propõe que um estudo geomorfológico deve ser iniciado com a compartimentação topográfica regional, bem como com a caracterização e descrição das formas, tão exatas quanto possível, do relevo e de cada compartimento. Posteriormente, em um segundo nível, as informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens, e em um terceiro nível a fisiologia da paisagem. Nessa metodologia, os três níveis são diferenciados por:

a) entendimento da compartimentação da topografia regional, bem como a caracterização e descrição das formas do relevo de cada um dos compartimentos estudados;
b) obtenção de informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens, referentes a todos os compartimentos e formas do relevo, estudos da cronogeomorfologia;
c) entendimento os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais, compreendendo a fisiologia da paisagem apoiada em sucessão habitual do tempo, a atuação de fatos climáticos não habituais, a ocorrência de processos repentinos, a hidrodinâmica global da área e também os processos biogênicos e químicos inter-relacionados.

De acordo com Casseti (2005, p. 5), o primeiro nível correspondente à compartimentação do relevo seria:

> A compartimentação topográfica corresponde à individualização de um conjunto de formas com características semelhantes, o que leva a se admitir que tenham sido elaboradas em determinadas condições morfogenéticas ou morfoclimáticas que apresentem relações litoestratigráficas ou que tenham sido submetidas a eventos tectodinâmicos. A interpenetração das diferentes forças ao longo do tempo leva à caracterização das formas de relevo, da situação topográfica ou altimétrica e da existência de traços genéticos comuns como fatores de individualização do conjunto. Assim, a evolução do modelado terrestre, cujas particularidades proporcionam a especificidade de compartimentos, resulta do seguinte jogo de forças contrárias por processos endogenéticos e exogenéticos (CASSETI, 2004, p. 2).

Assim, a compartimentação geomorfológica inclui observações relativas aos diferentes níveis topográficos e características do relevo, que apresentam uma importância direta no processo de ocupação. Nesse aspecto, a geomorfologia assume importância ao definir os diferentes graus de risco que uma área possui, oferecendo subsídios ou recomendações quanto à forma de ocupação e uso.

O segundo nível, da estrutura superficial, refere-se ao estudo dos depósitos correlativos ao longo das vertentes ou em diferentes compartimentos. Esses depósitos são suscetíveis de transformação ao longo do tempo geológico, ensejada por erosão e por perturbações tectônicas locais. O longo período de tempo necessário para sua formação envolve mudanças climáticas, responsáveis por materiais diferentes em sua constituição.

O terceiro nível, fisiologia da paisagem diz respeito ao momento atual e até sub-atual do quadro evolutivo do relevo, considerando os processos morfodinâmicos, como o

significado das ocorrências pluviométricas nas áreas intertropicais, ou processos específicos nos diferentes domínios morfoclimáticos do globo, bem como as transformações produzidas na paisagem pela intervenção antrópica. A apropriação do relevo, como suporte ou recurso, origina transformações que começam com a subtração da cobertura vegetal, expondo o solo aos impactos pluvio-erosivos. A partir de então, ocorrem mudanças nas relações processuais, como as mudanças no jogo das componentes da perpendicular, correspondente à infiltração, à paralela, relacionada ao escoamento superficial ou fluxo por terra.

> Conforme demonstrado, fica evidente a influência das abordagens integradas para pesquisa e entendimento da geomorfologia na metodologia apresentada por Ab'Saber (op. cit.), aplicada especificamente para um dos componentes da natureza, que evidentemente não pode ser entendida nos seus aspectos morfológicos ou fisionômicos estruturais e dinâmicos sem interatividade e relações mútuas de interdependência com as demais componentes do meio natural. Afinal as formas de relevo e sua gênese, o objeto de estudo da geomorfologia, são fruto imediato das trocas de energia e matéria entre os componentes da natureza, que se manifestam na epiderme da terra, onde litosfera (com rochas, relevo e solos), atmosfera (com a dinâmica climática), hidrosfera (com o ciclo das águas) e as partes vivas representadas pela biosfera se tocam e se complementam na dinâmica global dos sistemas naturais, ou sistemas ambientais, quando considerando as sociedades humanas parte importante dos componentes e, conseqüentemente, dos processos genéticos das paisagens (ROSS, 2001, p. 67).

Em complemento à metodologia proposta por Ab'Saber (1969) sobre compartimentação geomorfológica, procurar-se-á classificar os elementos componentes da paisagem de acordo com as definições de Milton Santos (1985), em seu livro *Espaço e método*, que utiliza os conceitos de forma, função, estrutura e processo para descrever as relações que explicam a organização do espaço e que podem ser associadas à uma análise da paisagem. Muito embora suas definições estejam mais voltadas para as observações inerentes aos processos antrópicos, as mesmas atingem um grau de especificidade que pode ser aplicada a uma análise da paisagem natural, numa abordagem sistêmica.

A forma é o aspecto visível do objeto e se refere, ainda, ao seu arranjo, que passa a constituir um padrão espacial; a função constitui uma tarefa, atividade ou papel a ser desempenhado pelo objeto; a estrutura, que se refere à maneira pela qual os objetos estão inter-relacionados, não tem uma exterioridade imediata – ela é invisível, subjacente à forma, uma espécie de matriz na qual a forma é gerada; o processo é uma estrutura em seu

movimento de transformação, ou seja, é uma ação que se realiza continuamente visando a um resultado qualquer e implica tempo e mudança. Em destaque:

> Forma, função, estrutura e processo são quatro termos disjuntivos associados, a empregar segundo um contexto do mundo de todo dia. Tomados individualmente apresentam apenas realidades, limitadas do mundo. Considerados em conjunto, porém, e relacionados entre si, eles constroem uma base teórica e metodológica a partir da qual podemos discutir os fenômenos espaciais em totalidade (SANTOS, 1985, p. 32).

Com relação aos sistemas, Milton Santos (1985) considera ainda que os sistemas organizam-se em hierarquias, com subsistemas parcialmente independentes que funcionam como elementos do sistema maior, ao mesmo tempo em que são cada um deles um sistema. Em cada subsistema, variáveis agem na estruturação dos conjuntos, mas essa ação é combinada com ação das demais variáveis. Dessa forma, as ações estão subordinadas ao todo e aos seus movimentos, cada qual com base em impactos individuais, e o todo age sobre o conjunto dos seus elementos formadores, modificando-os.

5.2. A Compartimentação do Relevo – Uma Forma de Aplicação

Uma forma de compartimentação do relevo é a taxonomia proposta por Ross (1992), que estabelece ordens de grandeza na taxonomia para fatos geomorfológicos aplicados a uma bacia hidrográfica, conforme figura 17, a seguir:

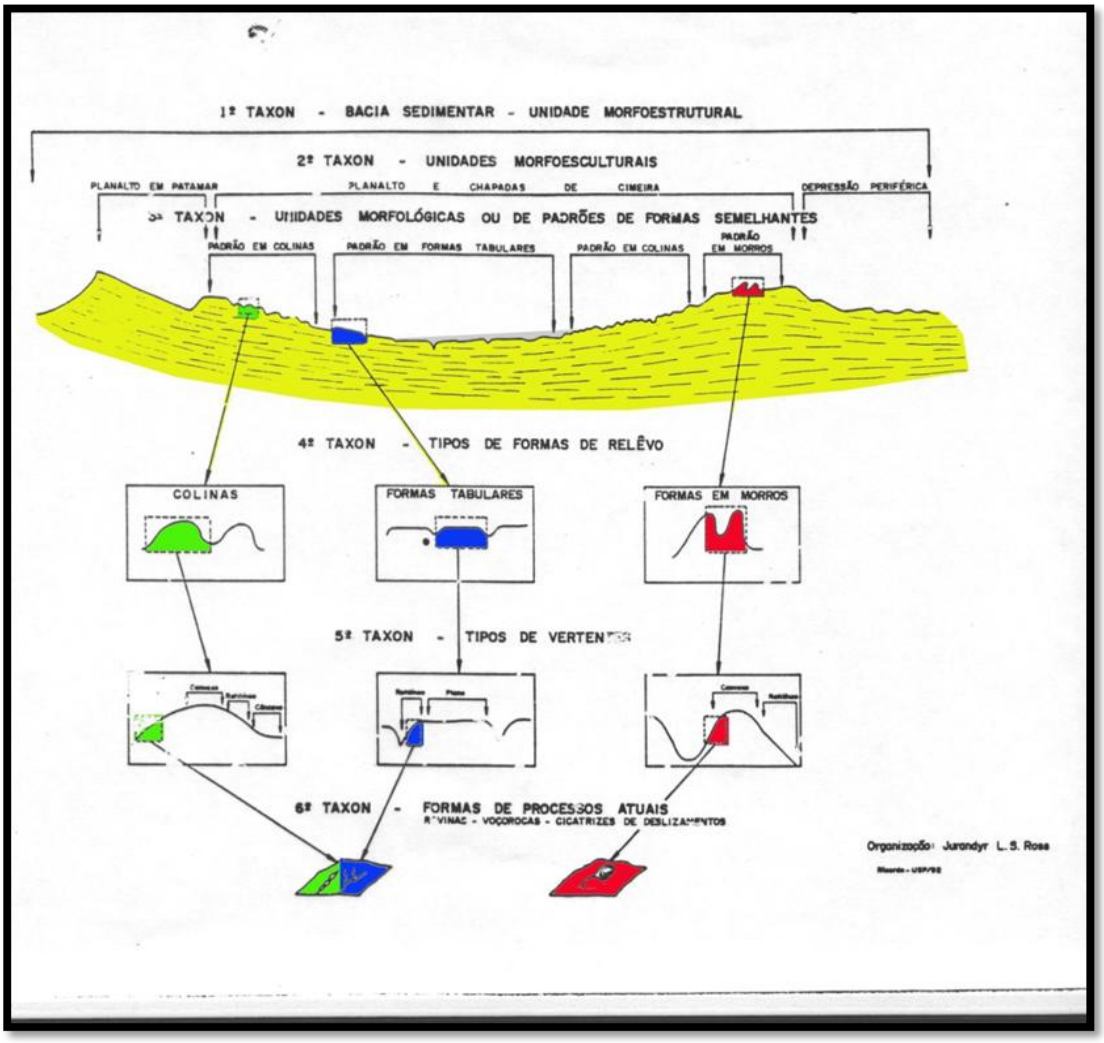


Figura 17. Taxonomia do relevo
Fonte: Ross (1992).

- 1º Taxon – unidades morfoestruturais – correspondem às macroestruturas, como as grandes estruturas da bacia do Paraná, Parecis, representadas por famílias de cores.
- 2º Taxon – unidades morfoesculturais – correspondem aos compartimentos e subcompartimentos do relevo pertencentes a uma determinada morfoestrutura e posicionados em diferentes níveis topográficos. Estes são representados por tons de uma determinada família de cor, como Patamar Baixo do Planalto dos Parecis.
- 3º Taxon – modelado – corresponde ao agrupamento de formas de agradação (relevos de acumulação) e formas de denudação (relevos de dissecação) representados pelas letras A e D, respectivamente.

- 4º Taxon – conjuntos de formas semelhantes – correspondentes às tipologias do modelado. Formas aguçadas (a), convexas (c), tabulares (t), e aplanadas (p) nos relevos de denudação, e nos relevos de agradação, as planícies fluviais (pf) e flúvio-lacustres (pfl).
- 5º Taxon – dimensão de formas – corresponde ao tamanho médio dos interflúvios e do grau de entalhamento dos canais, representado por uma combinação de dois números, conforme tabela "Índice de Dissecação", que aparece na legenda.
- 6º Táxon – formas lineares do relevo – representadas por símbolos gráficos lineares de diversos tipos em função da forma e gênese.

A partir do terceiro táxon, delimitam-se os padrões de formas semelhantes, unidades morfológicas as quais estão representadas pelos planaltos, chapadas, depressões, tipos de formas predominantes e semelhantes, entre outros. No quarto táxon, estão os tipos de formas de relevos, colinas, tabulares.

O quinto táxon representa detalhes com relação às formas de vertentes (retilínea, convexa, côncava) e tipos de topos (plano, convexo, tabular, aguçado).

No sexto táxon, com maior detalhe, podem-se representar as formas e os processos atuais, incluindo formas de ordem antrópica, tais como cortes de estradas, aterros, erosão, curvas de nível, o que caracteriza a antropogênese.

5.3. A resistência dos materiais como Subsídio à Análise da Fragilidade Ambiental

Os solos do litoral apresentam características diferenciadas dos solos do interior do continente, pois a constituição daqueles é em grande parte de areias inconsolidadas que variam de acordo com os compartimentos geomorfológicos.

O uso do penetrômetro de impacto para verificação da resistência do solo foi um subsídio importante para a determinação da fragilidade ambiental ao longo das planícies costeiras.

5.4. Equilíbrio Dinâmico – A Aplicação de uma Teoria

A teoria do equilíbrio dinâmico emprega diversas definições relacionadas aos sistemas ambientais, com os quais mantém associações, relacionadas às trocas de energia e matéria, bem como à composição dos materiais que sustentam as formas e, conseqüentemente, as paisagens. Destarte, tendo em vista o objeto deste estudo,

elaboraram-se, com o apoio na bibliografia consultada, formas de classificar o equilíbrio dinâmico nas áreas dos macrocompartimentos que correspondem à Serra do Mar, nas áreas que abrangem as planícies marinhas e as praias.

Para as áreas de serra e planície costeira, foram atribuídas algumas classificações para as quais se utilizaram os conceitos de fitoestasia no contexto da ecodinâmica de Tricart (1977).

Para as áreas de praia, utilizou-se o sistema de estudo parabólico de determinação do equilíbrio dinâmico para o qual foi criado o modelo denominado Meppe (Modelo de Equilíbrio em Planta de Praias de Enseada) por Vargas *et al* (2001).

Como não existe ainda uma forma aplicada ou formas de aplicação para o cálculo do equilíbrio dinâmico e, como é fato comprovado que a vegetação é um elemento regulador das trocas de energia e matéria, considera-se aqui a cobertura vegetal como elemento-chave para delimitação das unidades de paisagem a serem trabalhadas na ótica do equilíbrio dinâmico para a área da planície costeira.

5.4.1. Equilíbrio dinâmico na serra e nas planícies costeiras

A Serra do Mar foi aqui considerada como um compartimento do litoral porque é o local onde estão as nascentes que formam a drenagem que percorre a planície costeira até as praias. Atualmente, o transporte de sedimentos por esses rios é considerado pouco significativo em relação à taxa de sedimentação ao longo das praias. Isso se deve por serem rios de pequeno potencial de transporte, que, portanto, carregam em suspensão sedimentos finos que ficam retidos em sua maioria nas áreas de mangue. A maior parte dos sedimentos redistribuídos no litoral advém da plataforma continental ou sedimentos da própria costa redistribuídos em períodos de eventos climáticos extremos.

O equilíbrio dinâmico na região da serra e nas planícies costeiras é definido aqui com base na proposta de unidades ecodinâmicas (ecótopos) de Tricart (1977), que considera a fitoestasia como elemento-chave nas trocas de energia e matéria nos sistemas ambientais que muito se assemelha ao conceito de geossitema de Sotchawa (1978), que destaca a vegetação ou o relevo como os componentes da paisagem utilizados para a classificação dos geossistemas[3].

[3] "É necessário dizer que a classificação de geossistema mostra uma inclinação para sistematizar os geômeros e os geócoros. Se o zoneamento físico-geográfico for compreendido apenas como sistema de divisão territorial, com fundamento na descoberta das regiões naturais simultâneas (que reconhece serem muitas) será

Parte-se da idéia de que a vegetação é o elemento que mantém a paisagem em equilíbrio nas trocas de energia e matéria, porque, além de proteger o solo dos impactos das gotas das chuvas e dos ventos, favorece a manutenção e o equilíbrio dos processos naturais de pedogênese e morfogênese. Assim, de acordo com Tricart (1977), a vegetação desempenha os seguintes papéis:

- os efeitos causados sobre a flora e a fauna pela energia da radiação que alcança o solo, gerando o aumento de sua temperatura, são a mineralização dos húmus, a nitrificação etc., ou seja, a fertilidade deste solo;
- os detritos vegetais que caem nas superfícies do solo são usados na nutrição dos organismos redutores, incorporam-se à estrutura do solo, aumentam sua resistência à erosão pluvial e, por conseguinte, o regime hídrico e a reciclagem dos elementos minerais pelas plantas;
- a cobertura vegetal é responsável pela interceptação das precipitações, ou de seu tempo de concentração, e a energia de impacto das gotas, que determinam a possibilidade de erosão pluvial, novamente chegando-se ao regime hídrico. Já o aspecto energético da interceptação apresenta dois casos extremos;
- a cobertura vegetal consiste somente de árvores grandes sem sub-bosque. Não há dispersão da energia cinética das goteiras. Por vezes, a transmissão de energia ao solo pode ser superior à que se observaria ao ar livre, como resultado da formação de goteiras por condensação direta sobre as árvores. Esse fato compensa a intercepção hidrológica e foi observado nas plantações de café da Colômbia, sob árvores de sombra, no andar altitudinal da selva nublada;
- a cobertura vegetal apresenta um estrato herbáceo contínuo. A dispersão da energia cinética é quase total, sendo importante a infiltração;
- a vegetação protege o solo contra as ações eólicas, capazes de intensa degradação das terras.

> Se o estudo e a análise das paisagens levam a constatar a existência de um dualismo estrutural, (forma e estrutura) e se o estudo de cada uma das unidades leva a constatar a existência de uma dinâmica própria a cada uma delas, a última parte da definição do

---

necessário considerá-lo na qualidade de um dos aspectos de classificação do geossistema, com referência à colocação dos geócoros e sua simultaneidade [...] A complexidade e a descência do zoneamento, algumas vezes, nomeia a classificação do território pelo conjunto dos sinais naturais ou por um dos componentes da paisagem (por exemplo, a *vegetação* ou a *geomorfologia*)" (SOTCHAWA, 1978, p. 13) (grifo nosso).

> ecossistema resume todos os fatos constatados de transferências, algumas vezes contínuas, entre os diversos constituintes do espaço: portanto é introduzida uma idéia de dinâmica funcional (DELPOUX, 1974, p. 10).

As transferências podem *ser* de dois tipos: matéria e energia. Seus fundamentos são de natureza biológica, segundo os quais cada ser vivo, como uma estrutura, executa mecanismos fundamentais característicos de seu estado vivo (crescimento, movimento, reprodução) e, para isso, retira do meio em que vive certa quantidade de energia. Com relação à matéria, algumas espécies têm a possibilidade de elaborar a própria matéria viva com base em substâncias minerais muito simples: gás carbônico, água, nitratos, fosfatos etc. Com relação à energia, tal especificidade existe também em relação às diferentes formas: luminosa, calorífica, química etc. conforme explicou Delpoux (1974).

Ao que foi contemplado até aqui, Tricart (1977) acrescenta que, na parte superior da litosfera, os fluxos de energia tomam os seguintes aspectos principais:

- provimento de detritos vegetais nas áreas onde existe cobertura vegetal. Eles constituem a alimentação de todo um mundo de seres unicelulares, de insetos e até de pequenos mamíferos (ratos). Esses seres os transformam e produzem gás carbônico pela respiração, ácidos orgânicos etc. Todas as substâncias solúveis na água formando soluções aptas a reagir com vários minerais das rochas;
- fluxos de água determinados pela gravidade, no sentido da produtividade, e em sentido contrário, ascendente, pela extração de água do solo pelas raízes e a subseqüente evaporação física. Essa água serve de veículo a todos os elementos dissolvidos;
- fluxos de energia, sobretudo em forma de calorias, geradas, principalmente, pela penetração, em profundidade, da radiação solar e, em menor grau, pela própria emissão da terra em direção ao espaço. Esse calor favorece a maior parte das reações químicas e todos os fenômenos biológicos (metabolismo dos organismos redutores).

Assim sendo, Tricart (1977) considera como conseqüências desses fluxos de energia na parte superior da litosfera:

- a pedogênese, que, em princípio, consiste na transformação específica de matéria mineral das rochas pelos efeitos da vida;

- a meteorização das rochas e dos minerais do solo, com seus vários aspectos puramente físicos, químicos e, sobretudo, bioquímicos. Essa meteorização transforma as rochas em material distinto, as formações superficiais;
- certos processos morfogênicos, como a sufusão, as ações cársticas, os movimentos de massa.

Com apoio nos argumentos de Tricart e Delpoux, entre outros, criou-se aqui uma forma de representar as áreas que estão em equilíbrio dinâmico ao longo das planícies costeiras, baseando-se nas áreas em que foi mapeada a vegetação em estágio avançado de crescimento. Nesse mapeamento, os polígonos representativos dos diversos tipos de vegetação recebem atributos equivalentes a áreas em equilíbrio dinâmico, nas quais a vegetação se encarrega das trocas de matéria e energia características de um ambiente equilibrado em suas funções, estruturas, formas e processos.

Áreas com a vegetação em estágio avançado de desenvolvimento podem ser consideradas como áreas em equilíbrio dinâmico, conforme o mapa de representação do equilíbrio dinâmico e a fitoestasia. Dessa forma, considerou-se neste trabalho como em equilíbrio dinâmico, estado estável, as áreas ocupadas por floresta ombrófila densa, floresta ombrófila alto montana, floresta ombrófila submontana e floresta de mangue em seu clímax de regeneração.

As áreas onde predomina a vegetação de reflorestamento foram consideradas como áreas em resiliência – efêmera, por se acreditar que esteja em um estágio transitório de regeneração da vegetação. Assim, os locais onde há predominância de vegetação secundária em estágio quase avançado de regeneração como quase-equilíbrio são classificados como em estado efêmero.

As áreas onde a vegetação foi totalmente extraída, tais como áreas de solo exposto, foram consideradas como áreas em entropia, não-equilíbrio, que são classificadas como em estado instável.

O conceito de equilíbrio dinâmico está diretamente relacionado ao conceito de fragilidade ambiental nesta pesquisa. Destarte, esses conceitos, juntamente com os compartimentos do relevo (mapa geomorfológico), serão aplicados nos mapas do equilíbrio dinâmico e da fragilidade ambiental.

CAPÍTULO 6. OS MÉTODOS E AS TÉCNICAS DA PESQUISA

O enfoque principal desta pesquisa está diretamente relacionado à análise das características do meio físico e da fragilidade ambiental no litoral de São Paulo e à proposição de formas de análises de fragilidade ambiental em áreas de configurações morfológicas diferentes.

O estudo da fragilidade ambiental, como anteriormente descrito, partiu da proposição de Ross (1994), que consiste no estudo integrado e na classificação dos elementos componentes do sistema ambiental, de acordo com o seu grau de vulnerabilidade às mudanças de suas características naturais. Pretendeu-se, por meio dessa análise, verificar a dinâmica natural e atual ao longo de três áreas distintas.

De acordo com Ross, a combinação de mapas temáticos pressupõe a classificação setorizada das variáveis espaciais de acordo com o grau de fragilidade do meio físico aos processos transformadores.

Algumas técnicas de geoprocessamento foram aplicadas no sentido de gerar correlações de dados e informações e chegar aos produtos finais de síntese da carta de fragilidade ambiental, bem como da representação cartográfica dos elementos do meio físico e antrópico.

Parâmetros morfométricos dos materiais que sustentam as formas foram realizados para correlacioná-los com os elementos pedológicos e com o comportamento hidrográfico, oceânico e atmosférico, que são elementos chave na esculturação e formação desse relevo. A cobertura vegetal apresenta papel fundamental na manutenção dessas formas e processos.

Assim, técnicas de avaliação dos tipos de materiais, análise visual das formas e coberturas e análise de documentações sobre os processos atuantes nas áreas auxiliaram no estudo das principais características naturais das áreas de estudo.

A fotointerpretação constitui um método de análise visual das características das áreas em estudo do ponto de vista específico da análise, a qual se baseia no interesse do pesquisador. Neste caso, esse recurso foi fundamental para determinar, ao longo das planícies costeiras, como se comportam o relevo e a vegetação nos períodos analisados.

O uso de modelos em geografia constitui uma tentativa de análise de processos que formam a paisagem a fim de facilitar a quantificação e observação de fenômenos não

identificáveis em campo; também são empregados quando há a necessidade de se manipular grande quantidade de dados e efetuar comparações desses fenômenos com maior agilidade, com recursos digitais.

Destarte, procuram-se descrever, a seguir, os métodos e as técnicas utilizados para a análise da paisagem costeira, bem como da sua composição e fragilidade ambiental.

6.1. O Método de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento

O sensoriamento remoto há muito tempo deixou de ser uma simples técnica de obtenção de fotografias aéreas para uso estratégico militar. Também a cartografia evoluiu para mapeamentos semi-automatizados em Cads ou programas de (Sigs) sistemas de informações geográficas voltados para o interesse de cada usuário.

Apesar do avanço das técnicas de análises automáticas e semi-automáticas por meio de programas de sistemas de informações geográficas, o uso de um instrumento óptico, como o estereoscópio, ainda é indispensável quando se pretendem avaliar as variações altimétricas do relevo, bem como identificar formas geomorfológicas de detalhes específicos.

O desenvolvimento dos sensores remotos e das técnicas de obtenção de informações dos alvos da superfície terrestre por meio de equipamentos acoplados em satélites corroboram para que imagens de alta resolução sejam obtidas em curtos períodos de tempo, o que permite análises multitemporais concomitantemente a trabalhos de campo, por exemplo.

As imagens de Satélite CBERS e Landsat

As imagens de satélite utilizadas foram fornecidas gratuitamente pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) com as seguintes características:

O satélite CBERS possui um conjunto de sensores ou instrumentos – WFI (Câmera de Amplo Campo de Visada), CCD (Câmera Imaginadora de Alta Resolução), IRMSS (Imageador por Varredura de Média Resolução), com alto potencial de atender a múltiplos requisitos de aplicações. Porém, cada um desses sensores tem características próprias que os tornam mais adequados a certas categorias de aplicação.

O potencial de aplicação de um dado sensor é estabelecido em função de suas características de resolução espacial, resolução temporal, e características espectrais e radiométricas. A fim de maximizar os resultados para melhor relação custo/benefício, deve-se considerar o compromisso entre as necessidades da aplicação e as características

dos sensores. A seguir, são indicadas algumas aplicações para cada câmera, entretanto o universo de aplicações é muito mais amplo.

A *Câmera Imageadora de Alta Resolução* (CCD)**,** por possuir uma boa resolução espacial – 20 metros – em quatro bandas espectrais, mais uma pancromática, presta-se à observação de fenômenos ou objetos cujo detalhamento seja importante. Por ter um campo de visada de 120 km, auxilia nos estudos municipais ou regionais. Devido a sua freqüência temporal de 26 dias, pode servir de suporte à análise de fenômenos com duração compatível a essa resolução temporal, que pode ser melhorada, pois a CCD tem capacidade de visada lateral. Suas bandas estão situadas na faixa espectral do visível e do infravermelho próximo, o que permite bons contrastes entre vegetação e outros tipos de objeto.

Destacam-se como aplicações potenciais da CCD:

- *vegetação* – identificação de áreas de florestas, alterações florestais em parques, reservas, florestas nativas ou implantadas, quantificações de áreas, sinais de queimadas recentes;
- *agricultura* **–** identificação de campos agrícolas, quantificação de áreas, monitoramento do desenvolvimento e da expansão agrícola, quantificação de pivôs centrais, auxílio em previsão de safras, fiscalizações diversas;
- *meio ambiente* **–** identificação de anomalias antrópicas ao longo de cursos d´água, reservatórios, florestas, cercanias urbanas, estradas; análise de eventos episódicos naturais compatíveis com a resolução da câmera, mapeamento de uso do solo, expansões urbanas;
- água **–** identificação de limites continente-água, estudos e gerenciamento costeiros, monitoramento de reservatórios;
- cartografia **–** devido a sua capacidade de permitir visadas laterais de até 32º a leste e a oeste, em pequenos passos, possibilita a obtenção de pares estereoscópicos e a conseqüente análise cartográfica. Essa característica também permite a obtenção de imagens de certa área no terreno em intervalos mais curtos, o que é útil para monitoramento de fenômenos dinâmicos;
- geologia e solos **–** apoio a levantamentos de solos e análises geológicas;
- *educação* **–** geração de material de apoio a atividades educacionais em geografia, meio ambiente e outras disciplinas.

O *Imageador por Varredura de Média Resolução* (IRMSS) tem duas bandas espectrais na região do infravermelho médio e uma pancromática, com 80 metros de resolução espacial, mais uma banda na região do infravermelho termal com 160 metros. Suas aplicações são as mesmas da CCD, com as devidas adaptações. Outras aplicações são:

- análise de fenômenos que apresentem alterações de temperatura da superfície;
- geração de mosaicos estaduais;
- geração de cartas-imagens.

O *Imageador de Amplo Campo de Visada* (WFI) pode captar imagens de grandes extensões territoriais, de mais de 900 km. Essa característica o torna muito interessante para observar fenômenos cuja magnitude ou interesse seja nas escalas macro-regionais ou estaduais. Em função dessa ampla cobertura espacial, sua resolução temporal também tem um ganho – podem ser geradas imagens de determinada região com menos de cinco dias de intervalo. Entre as aplicações, podem ser mencionadas:

- geração de mosaicos nacionais ou estaduais;
- geração de índices de vegetação para fins de monitoramento;
- monitoramento de fenômenos dinâmicos, como safras agrícolas e queimadas persistentes;
- sistema de alerta, em que a imagem WFI serve como indicativo para a aquisição de imagens de mais alta resolução da CCD ou do IRMSS;
- acoplamento a outros sistemas mundiais de coleta de dados de baixa a média resolução.

As três câmeras a bordo do satélite CBERS2 são:

- *Couple Charged Device* (CCD) – a câmera de alta resolução CCD possui cinco faixas espectrais (5 bandas) e fornece imagens de uma faixa de 113 km de largura em uma resolução de 20 m. A resolução temporal dessa câmera é de 26 dias, ou seja, gera imagens da mesma faixa na Terra a cada 26 dias;
- *InfraRed MultiSpectral Scanner* (IRMSS) – o varredor multispectral infravermelho de média resolução possui quatro faixas espectrais e gera imagens de 120 km de largura com resolução de 80 m. A resolução temporal desse instrumento é de 26 dias.

  Wide Field Imager (WFI) – o imageador de visada larga possui 2 faixas

espectrais e adquire imagens de 890 Km de largura a uma resolução de 260 m. A resolução temporal desse instrumento é de 5 dias.

As imagens CBERS foram processadas no programa ENVI 4.0 e subsidiaram a análise do uso da terra e da vegetação nas áreas de estudo, bem como da macrocompartimentação do relevo.

O tratamento dos dados espaciais e a elaboração dos mapas foram realizados em programas específicos de sistemas de informações geográficas.

As imagens SRTM-Shuttle Radar Topographic Mission

O Projeto de geração das imagens SRTM representa a primeira experiência de interferometria a bordo de uma naveespacial. No período de 11 a 22 de fevereiro de 2000 a bordo do Space Shuttle Endeavour, numa altitude de vôo de 233 km e uma inclinação de 57º, um conjunto composto por duas antenas coletou 14 Terabytes de dados que permitiram a avaliação do perfil de altitude para criação de modelo digital tri-dimensional da Terra entre as latitudes 60ºN e 58ºS. Crepani & Medeiros (2004)

Este arranjo de antenas consiste em uma principal, americana do sistema SIR-C operando na banda C com comprimento de onda de 6,0 cm colocada no compartimento de carga da nave com função de transmissão e recepção e outra antena secundária, germano-italiana do sistema X-SAR operando na banda X com comprimento de onda de 3,1 cm com função de recepção, colocada na extremidade de uma haste de 60 metros de comprimento fora da nave,configurando a linha de base interferométrica que garante a observação a partir de dois pontos ligeiramente diferentes (Koch, Heipke & Lohmann (2002 *apud* Crepani & Medeiros, 2004).

De acordo com Crepani & Medeiros (2004) as imagens dispoínveis formam um mosaico de imagens SRTM da América do Sul no formato Tiff de Alta Resolução com relevo sombreado e cores representando diferentes altitudes. Para criar uma visão ampla de todo continente Sul Americano a resolução da imagem foi reduzida a 30 segundos de arco (928 metros de norte a sul e variável de leste para oeste). As imagens foram georeferenciadas em relação aos melhores dados topográficos digitais pré-existentes, do GTOPO30. Os dados topográficos foram colocados na projeção Mercator com *pixels* aproximadamente quadrados (de 0,6 a 1 km de cada lado).

Essas imagens foram utilizadas para auxiliar nas análises das variações topográficas ao longo das planícies costeiras porque possibilitam a observação das pequenas diferenças de altitude do relevo.

Diante do desenvolvimento das novas tecnologias voltadas, sobretudo, para captura, armazenamento e manipulação de dados espaciais georreferenciados, as pesquisas de cunho acadêmico-científico têm se utilizado dessas técnicas com muito mais freqüência, sobretudo diante das proporcionadas pelas rápidas facilidades de troca e obtenção de dados e informações no mundo virtual.

6.2. O Método Penetrômetro

De acordo com Stolf (1987), o princípio do penetrômetro é baseado na resistência do solo à penetração de uma haste, após o recebimento de um impacto provocado pelo deslocamento vertical de um bloco de ferro colocado na parte superior da haste, por uma distância conhecida, normalmente em torno de 40 cm. Para a execução deste trabalho, são necessários dois operadores, um para efetuar as leituras e outro para o manejo do equipamento. Quando o aparelho atinge zonas compactadas, o número de impactos necessários para a penetração da haste é maior, o que indica as zonas de compactação. Após a tabulação de dados, constrói-se um gráfico, relacionando o número de impactos DM^{-1} com a profundidade analisada.

A resistência do solo à inserção de um penetrômetro é, assim como a infiltração da água, um método secundário na avaliação da compactação. O uso do penetrômetro é uma maneira rápida e fácil de medir a resistência à penetração a várias profundidades, e o aparelho é muito utilizado para relacionar fatores de resistência do solo à elongação radicular (BLACK, 1965; WHITELEY *et al*, 1981, *apud* EMBRAPA, 1998; ROSS & MATOS-FIERZ, 2005).

De acordo com Herrick & Jones (2002, *apud* VANAGS *et al*, 2006), o penetrômetro dinâmico é utilizado em ciência do solo e constitui um instrumento barato e capaz de auxiliar na reiteração e atribuição da resistência do solo no campo. O instrumento consiste de uma vareta de metal com uma ponta cônica no final, um peso ao redor da vareta, uma bigorna e um batedor com massa fixa na outra ponta, conforme figura 18.

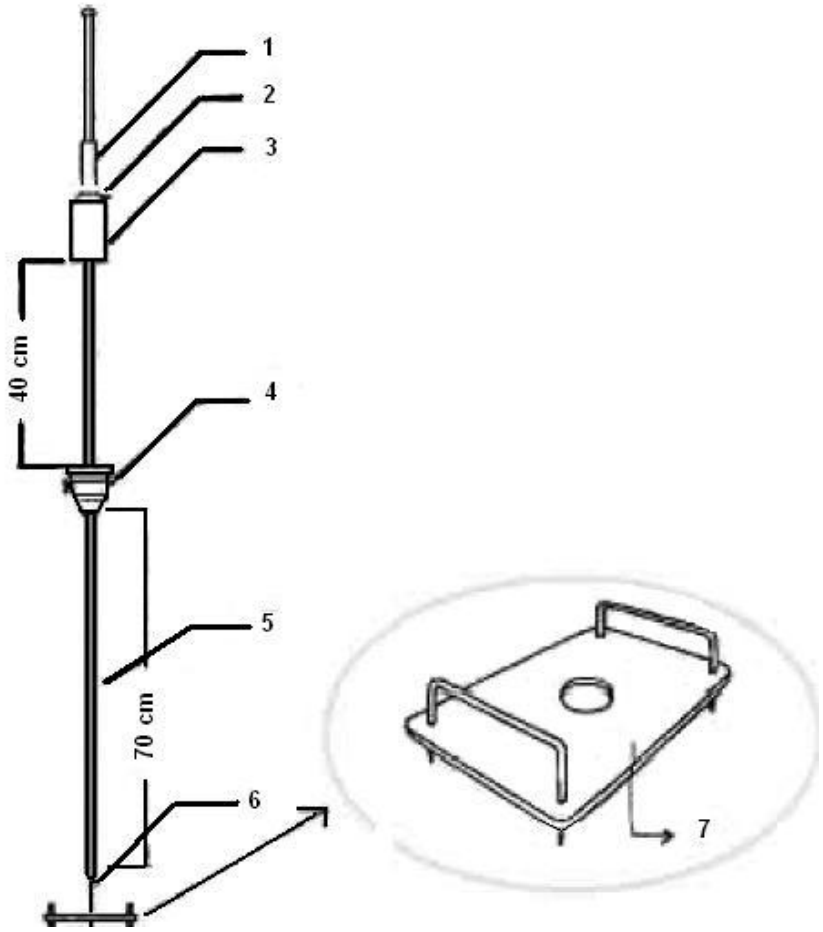


Figura 18. Penetrômetro de impactos
Fonte: Ross & Matos_Fierz (2004)

O cone é introduzido no solo por sucessivos impactos do peso deslizante contra a bigorna. A pancada do peso aplica uma quantia de energia cinética determinada pelo trabalho necessário para levantar a massa (fricções) pela distância, influenciada somente pela gravidade. O penetrômetro dinâmico não penetra no solo com uma velocidade constante nem é aplicado com força contínua.

"O uso do penetrômetro na medição da compactação do solo caracteriza-se em uma área específica com um determinado grau de umidade simultaneamente. Quanto mais seco estiver o solo, maior a sua resistência à penetração e maior o número de impactos necessários" (EMBRAPA, 1998, p. 1).

O primeiro uso do penetrômetro dinâmico em ciência do solo foi por Parker e Jenny (1945), que quantificaram a resistência do solo pelas medidas de energia necessária para aplicar em uma amostra em tubo no solo. O trabalho com esse instrumento é executado pelo uso de peso de 9.1 kg, levantando 30 cm sobre o tudo e então medindo a distância do tubo movido no solo. A resistência é expressa em Joule por cm do solo. O

design do penetrômetro de impacto utilizado no presente estudo (também conhecido como A.. J. Scala penetrômetro) é de um engenheiro australiano, que desenvolveu desse método para medir a força de resistência para propor formatos de estradas (SCALA, 1956). Outra aplicação do penetrômetro dinâmico está relacionada à TDR, que segue uma medida de simultâneas penetrações de resistência e umidade.

A proposta deste método na área de estudo é medir a força de resistência à penetração ao longo da planície costeira em diferentes níveis altimétricos, constituindo os compartimentos geomorfológicos.

O penetrômetro é composto por um peso de massa m e um eixo de massa m'(o qual inclui uma haste, a bigorna, cone e outras partes atachadas ao penetrômetro). O peso (massa m) é levantado para o peso H e pendurado para produzir uma soma de energia cinética, W (in Jkg-1), descrito como:

$$W = mgH$$

Nem toda a energia do peso foi transmitida para o solo no impacto (quando o peso bate na bigorna), porque ambos, peso e fuso, se movem sobre o solo para baixo. Uma modificação para essa que essa energia então precisa para ser feito uso do então chamado "Dutch-formula) (SANGLERAT, 1972; CASSAN, 1988), que calcularam a resistência com o seguinte:

$$R = \frac{mgH}{A\Delta z}\frac{m}{m+m'}$$

Onde:
R é a resistência à penetração (Pa).
A é a área basal do cone (m^2).
G é a aceleraçao da gravidade constante (9,81m s-2).
M é a massa do peso (kg).
M'é a massa do eixo (kg).
Δz é a profundidade de penetração (m).

Vanags *et al* (2006) notaram que essa é a melhor aproximação sobre a formulação apresentada por Herrick & Jones (2002), que foi corrigida por Vaz & Hopmans (2001).

6.3. O Método do GPR – Radar de Superfície de Solo

O sistema *Grounded Penetrating Radar* (GPR) consiste em adquirir informações da subsuperfície da Terra com um sensor de radar que tem a capacidade de rastrear o subsolo. Esse alcance depende do tipo de antena que se acopla ao equipamento para obtenção de maior ou menor profundidade, bem como de resolução na diferenciação das camadas de deposição de material sedimentar. Esse tipo de radar não alcança grandes profundidades, chega até 50 metros.

Esse é o método geofísico mais indicado para investigações rasas, pois tem gerado excelentes resultados em certos tipos de ambientes geológicos e constitui-se num método de alta resolução, com vasta aplicação em estudos de áreas costeiras (GANDOLFO *et al*, 2001). A alta resolução das imagens permite mais detalhes das heterogeneidades da geologia (PESTANA & BOTELHO, 1997).

De acordo com Pestana e Botelho (1997), a técnica do GPR é, em princípio, bastante similar às técnicas de sísmica de refração e de sonar. No caso do GPR, um pulso de energia eletromagnética de alta freqüência (10-1000 MHz) para investigações detalhadas de porções rasas do subsolo é enviado através do solo por meio de uma antena transmissora Tx. O sinal emitido sofre reflexões e difrações em descontinuidades presentes no meio de propagação e é, então, captado ao retornar à superfície por uma antena receptora, Rx (GANDOLFO *et al*, 2001).

O GPR é um método geofísico que utiliza ondas eletromagnéticas na faixa de VHF/UHF, que são irradiadas por uma antena emissora colocada na superfície do solo (XAVIER NETO, 2006), conforme figura 19.

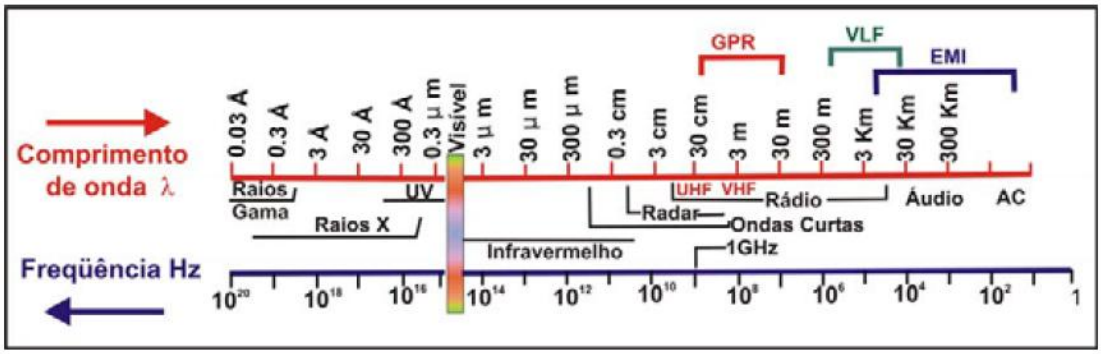


Figura 19. Espectro eletromagnético situando as faixas de freqüências de trabalho de diversas tecnologias[4]
Fonte: Xavier Neto (2006).

[4] O GPR trabalha com freqüências entre 10 MHz e 1 GHz, correspondendo a comprimentos de onda de ordem de 30 m a 0.3 m, respectivamente.

De acordo com Xavier Neto (2006), a transmissão do sinal do GPR depende das propriedades elétricas do meio, sobretudo condutividade e permissividade elétrica, sob condições de alta freqüência. Essas propriedades sofrem forte influência do conteúdo de água presente no solo. O pulso eletromagnético gerado em superfície é refletido e difratado, tanto pelas estruturas geológicas e feições anômalas, que podem estar presentes no terreno, quanto por elementos na superfície da terra (tanques, árvores, cercas, postes etc.). As ondas refletidas e difratadas são recebidas por uma antena receptora colocada na superfície do terreno.

O pulso de radar se propaga com uma velocidade finita, que depende das propriedades dos materiais e, de forma similar a um pulso acústico, é refletido e difratado devido às variações presentes no meio propagante. O registro decorrente desse pulso de radar, isto é, a curva de amplitude *versus* tempo é muito semelhante àquele obtido com a sísmica. No entanto, em GPR o traço registrado representa as variações das propriedades elétricas do meio.

A velocidade de propagação e a atenuação são fatores que descrevem a propagação de um pulso eletromagnético no solo. Esses fatores dependem da constante dielétrica e da condutividade dos materiais. Na faixa de freqüência em que o GPR é operado (DAVIS & ANNAN, 1989, *apud* PESTANA & BOTELHO, 1997), mostra-se que a velocidade de propagação do pulso de radar permanece constante em materiais com condutividade maior do que 100 ms/m e, no caso de meios não dispersivos, a velocidade de propagação de um pulso de radar é relacionada com a parte real da constante dielétrica. Esses meios não dispersivos são os mais apropriados para ser investigados pelas sondagens de radar.

Conforme explicam Gandolfo *et al* (2001), as variações topográficas podem distorcer as reflexões. Os dados sísmicos, quando são adquiridos sob uma base física de topografia irregular deve ser corrigida para um patamar plano, ou seja, para um *datum* referencial, antes de serem migrados para métodos específicos de deslocamento espacial e focalização dos dados de radar.

Uma série de medidas é realizada ao longo de uma linha e, quando estas são plotadas lado a lado em um gráfico tempo *versus* distância, fornecem uma imagem de alta resolução das estruturas em subsuperfície. A imagem formada no radargrama representa os tempos de percurso da onda, desde a sua emissão no transmissor até sua chegada ao receptor (tempo duplo de trânsito) (XAVIER NETO, 2006).

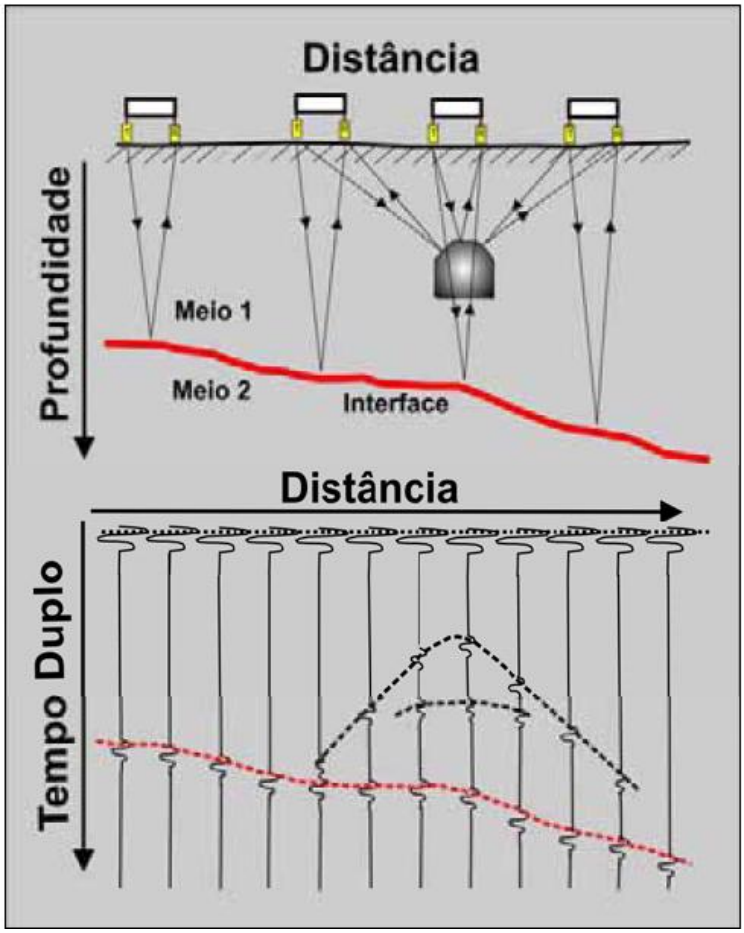


Figura 20. Princípio de formação da imagem no GPR – Similar ao da sísmica de reflexão

Fonte: Xavier Neto (2006)

Segundo Xavier Neto (2006), os dados de GPR são adquiridos em grande parte no modo monocanal, com multiplicidade unitária. Destaca que, em parte, isso é reflexo das limitações dos sistemas de GPR comerciais atualmente disponíveis que, em sua maioria, são monocanais, e, em parte, devido à dificuldade operacional demandada pelo grande esforço de aquisição necessário para adquirir dados numa composição multicanal, em que os pontos em subsuperfície são amostrados a partir de trajetórias múltiplas, conforme figura 20.

6.4. O Método Meppe – Equilíbrio Dinâmico nas Praias

Esse método Meppe (Modelo de Equilíbrio em Planta de Praias de Enseada) auxilia na análise do equilíbrio dinâmico nas praias e na determinação das condições de equilíbrio que se encontram as praias de enseada das áreas de estudo. Esse modelo proporciona a análise de quais praias se encontram em período erosivo e quais estão em período de equilíbrio.

A análise do equilíbrio dinâmico nas praias adveio da preocupação com a fragilidade ambiental nesse compartimento que, por ser um ambiente de transição, sofre influências naturais advindas do continente, do mar, dos fatores atmosféricos e de um quarto fator, a interferência antrópica. Todos esses fatores, agindo ao mesmo tempo, conferem ao sistema um caráter ainda mais frágil no que tange à tendência ao não equilíbrio.

Nesse sentido, destaca Bird (2003), em primeiro lugar, a definição de equilíbrio, que, de acordo com o dicionário de Oxford, é uma condição de balanço entre forças opostas, por serem tão arranjadas, seu resultado é zero. A variabilidade das feições praiais é resultado das mudanças constantes dos processos que atuam sobre elas e da escala que representa o equilíbrio. Em resposta às mudanças de processos, verificam-se feições praiais de grande variabilidade, em busca de certa escala de equilíbrio.

De acordo com Bird (2003), o equilíbrio cíclico é um estado de retorno de um sistema às condições originais depois de ter sido modificado, e uma dinâmica ou mudança de equilíbrio é um processo que transforma enquanto remaneja o balanço com as forças dirigentes. Uma praia deve mostrar o equilíbrio cíclico quando perde o equilíbrio anterior às fases erosivas, perda que é balanceada pelo ganho durante as fases de acresção, quando não ganha nem perde sedimento, ou quando as longas perdas são compensadas pelos ganhos. O equilíbrio dinâmico deve ser realizado quando uma praia está em um dos dois, em progradação ou em retrogradação ou se mantém no plano, mas a linha de costa não é estável sob essas condições. A estabilidade pode somente ser obtida onde há um *input* suficiente de sedimentos para o balanço episódico, e então se mantém o perfil de praia na planície e em posição original.

O conceito de equilíbrio tem sido aplicado para perfil de praia, tanto em perfil como em planta. Perfis de praia no plano devem persistir quando ganhar ou perder, formando escarpas ou formas rebaixadas dos perfis de praia. Alternativamente, perfis de

praia devem ser mantidos se existir ganho ou perda no resultado do volume praial avantajado ou retraído na linha de costa.

Após a fase de onda estável e a atividade que sustenta o perfil de praia, esta se torna suave, côncava ou curva e o gradiente depende parcialmente do tamanho do grão do sedimento da praia. Praias calcárias geralmente possuem mais perfis de escarpas que praias arenosas. Isso pode ser considerado em perfil de praia em equilíbrio, realizado entre o perfil de praia e as ondas e correntes.

Dean (1991, *apud* BIRD, 2003) notou como um perfil pode ser descrito como um curva côncava por meio da seguinte fórmula:

$$h = A \times^{0.67}$$

Onde:
h = profundidade da água.
x = distancia horizontal da linha de costa.
A = dimensão do parâmetro forma, do qual depende o tamanho do grão do material da praia.

Já Bodge (1992, *apud* BIRD, 2003) prefere uma expressão exponencial:

$$H = B\,(1 - e^{-kx}),$$

na qual B e K estão em profundidade e distância inversas. Essas equações se ajustam a muitos perfis de praia, especialmente aqueles sem obstáculos aos embates da ondas, os quais são complicações para o uso padronizado das curvas matemáticas. Deve-se notar que muitos perfis de praia são mantidos quando em condições calmas e têm se tornado estáveis após uma fase de atuação de ondas fortes.

O conceito de equilíbrio dinâmico estabelece que todo o meio ambiente também pode estar em equilíbrio dinâmico mesmo em constante transformação. Essa transformação se dá pelas trocas de energia e de matéria que ocorrem, formando os sistemas ambientais naturais. Esses sistemas se apresentam como sistemas abertos, recebendo *inputs* e exportando *outputs* (matéria e energia). Essa troca de energia e de matéria ocorre em todos os sistemas e, de acordo com a intensidade dos fluxos, estes podem apresentar-se em estados variados de equilíbrio, estático ou dinâmico.

Para avaliar se as praias se apresentam em equilíbrio dinâmico estável ou instável, utilizou-se o programa Meppe (Modelo de Equilíbrio em Planta de Praias de Enseada) desenvolvido por pesquisadores da Univille – SC. Além do programa, foram levados em consideração fatores que interferem na dinâmica praial, tais como período do ano, quando possível, e identificação de eventos extremos, bem como padrões de correntes e clima.

O programa Meppe consiste em avaliar o equilíbrio dinâmico nas praias a partir do modelo parabólico especializado para análise de equilíbrio dinâmico em áreas de enseada, mas que era anteriormente pouco utilizado, geralmente para em cálculos matemáticos muito complexos. Assim a criação do software específico realizou a adaptação do modelo parabólico para a aplicação do calculo a partir do Meppe.

Segundo Vargas *et al* (2001), as praias de enseada, na maioria das vezes, desenvolvem formas assimétricas, tendo como característica uma zona de sombra localizada próxima ao promontório rochoso, protegida da energia de ondas e fortemente curvada (fig. 21). A parte central é levemente curvada, e a outra extremidade é relativamente retilínea, normalmente paralela à direção dominante dos trens de onda na região.

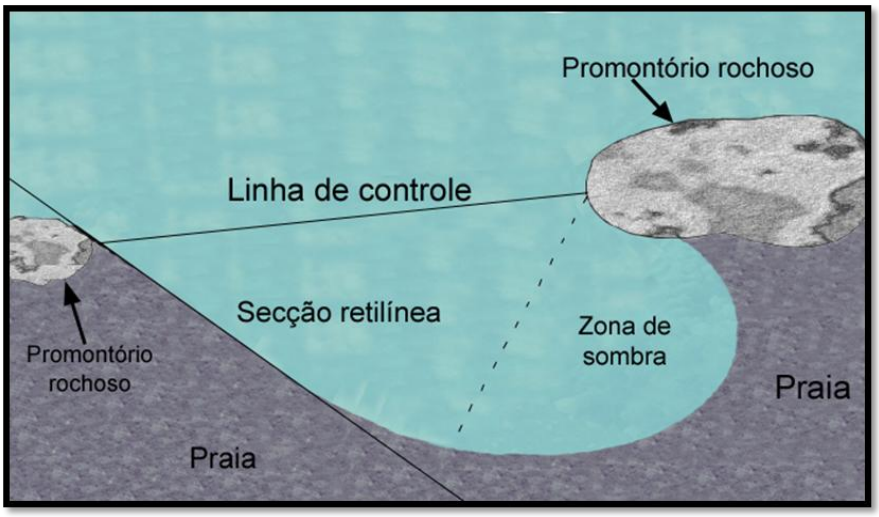


Figura 21. **Amostra do tipo de enseada de formas assimétricas**
Fonte: Hsu & Evans (1989); Silvester & Hsu (1993, *apud V*argas, 2002).

Segundo Silvester & Hsu (1993 *apud* VARGAS, 2001), as praias de enseada podem apresentar-se em equilíbrio estático ou em equilíbrio dinâmico. Em uma situação estável, ou em equilíbrio estático, os trens de onda dominantes atingem toda a extensão da praia em ângulo de 90º, as cristas de onda quebram simultaneamente ao longo dela e o transporte longitudinal de sedimento, bem como os processos de erosão e deposição, são anulados. No entanto, quando há suprimento sedimentar para o local e o transporte longitudinal é ativo, a praia se encontra em um estado instável, de equilíbrio dinâmico. Nesse tipo de praia, as forças de deriva litorânea e o suprimento sedimentar são fatores determinantes na manutenção da faixa de praia na sua posição atual.

As alterações morfológicas são geralmente ocasionadas por fatores que modificam a trajetória natural das ondas que chegam à praia, entre os quais a existência de

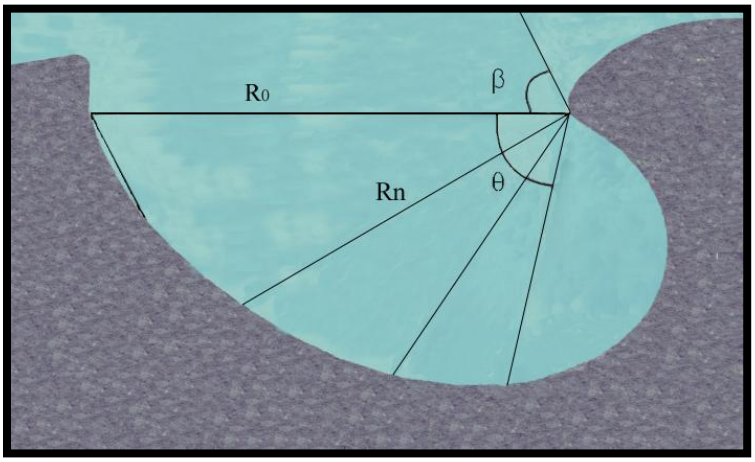
barreiras físicas, tais como ilhas ou promontórios rochosos e, sobretudo, construções, como molhes e plataformas (SHORT & MASSELINK, 1999, *apud* VARGAS *et al*, 2001).

Ao analisar-se a aplicação do modelo parabólico, percebeu-se que esta se revelava trabalhosa e demorada; assim, constatou-se que a aplicação e análise do modelo poderiam ser agilizadas e facilitadas com o auxílio do processamento computacional, o que justifica a implementação de um sistema computacional que simulasse a aplicação do **M**odelo de **E**quilíbrio em **P**lanta de **P**raias de **E**nseada (MEPPE) de forma gráfica, facilitando o aprendizado do tema.1

O modelo parabólico baseia-se nas relações entre as características geométricas da praia em planta e o ângulo de incidência das ondas na praia (HSU e EVANS, 1989; SILVESTER e HSU, 1993), representado pela equação 1:

$$\frac{R_n}{R_o} = C_1 + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_3\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad \text{(Equ.1)}$$

Para a aplicação do modelo, extraem-se, por meio de fotografias aéreas da praia, imagens de satélites ou mapas, os parâmetros descritos na figura 22:



Ro ou linha de controle: linha que une o ponto de difração de ondas até o final da parte retilínea da praia.

Linha de direção predominante de ondas: indica a direção predominante de ondas.

Rn: raios traçados a partir do promontório e unidos ao longo da praia;

Ângulo β: formado entre a linha de direção de ondas predominantes e a linha Ro.

Ângulos θ: formados entre a linha de direção predominante de ondas e os demais.

Raios Rn, C_1, C_2, C_3: coeficientes obtidos em função do 1 2 3 ângulo β e definidos por meio de testes e experimentos tabelados.

Figura 22. Representação do modelo parabólico

Fonte: Hsu & Evans (1989); Silvester & Hsu (1993, *apud V*argas, 2002).

6.4.1. Análise da aplicação do modelo parabólico

Para a aplicação tradicional do modelo parabólico, conforme explica Vargas (2001), utiliza-se um mapa e cartas topográficas, uma fotografia aérea vertical ou uma imagem de satélite de uma praia, para traçar as retas e obter os ângulos. A aplicação do modelo é adimensional, independente da escala dos mapas ou das cartas topográficas. De posse desse material, procede-se da seguinte maneira:

- *definição da linha de controle* – traça-se uma reta do ponto onde ocorre a difração de ondas (ponto de difração), ou seja, onde existe o obstáculo físico que altera a trajetória inicial das ondas que chegam à praia, até o final da parte retilínea da praia (ponto de retilinidade), ou seja, até o ponto em que o modelo exerce influência na morfologia da linha de costa, efetuando-se a medida do comprimento da reta; como resultado, tem-se o R.o;
- *direção predominante de ondas e o ângulo beta* – traça-se uma reta sobre a parte mais retilínea da praia e une-se esta reta ao R, sendo o ângulo formado o entre estas denominado de ângulo β, medido em graus.
- *os raios R* – em posse de um transferidor de **n** graus, devem-se traçar linhas, de 10 em 10 graus, até um máximo de 150 graus, partindo do ponto de difração de ondas até a linha de costa; assim, são obtidos os raios R para cada ângulo θ formado n;
- *determinação do comprimentos dos raios R* – o comprimento de cada raio Rn é **n** encontrado aplicando-se a equação 1, com valores diferentes de C1, C2, e C3 obtidos, em relação ao ângulo (Tabela 9).

Tabela 9. Determinação dos comprimentos dos raios R

Coeficientes da Eq 1.					Valores de R_n/R_o para q =							
b		C_o	C_1	C_2	30°	45°	60°	75°	90°	120°	150°	180°
20		0.054	1.040	-0.094	0.705	0.497	0.390	0.324	0.280	0.225	0.191	0.168
22		0.054	1.053	-0.109	0.768	0.543	0.426	0.354	0.305	0.244	0.206	0.181
24		0.054	1.069	-0.125	0.829	0.588	0.461	0.383	0.330	0.263	0.222	0.194
26		0.052	1.088	-0.144	0.887	0.633	0.497	0.412	0.355	0.281	0.237	0.207
28		0.050	1.110	-0.164	0.944	0.677	0.532	0.442	0.379	0.300	0.251	0.219
30		0.046	1.136	-0.186	1.000	0.721	0.568	0.471	0.404	0.319	0.266	0.230
32		0.041	1.166	-0.210		0.763	0.603	0.500	0.429	0.337	0.280	0.242
34		0.034	1.199	-0.237		0.805	0.638	0.529	0.453	0.355	0.294	0.252
36		0.026	1.236	-0.265		0.845	0.672	0.558	0.478	0.373	0.307	0.262
38		0.015	1.277	-0.296		0.883	0.706	0.586	0.502	0.390	0.320	0.272
40		0.003	1.322	-0.328		0.919	0.739	0.615	0.526	0.407	0.332	0.281
42		-0.011	1.370	-0.362		0.953	0.771	0.643	0.550	0.424	0.344	0.289
44		-0.027	1.422	-0.398		0.983	0.802	0.670	0.573	0.441	0.356	0.297
46		-0.045	1.478	-0.435			0.832	0.698	0.596	0.457	0.367	0.304
48		-0.066	1.537	-0.473			0.861	0.724	0.619	0.473	0.378	0.311
50		-0.088	1.598	-0.512			0.888	0.750	0.642	0.489	0.388	0.317
52		-0.112	1.662	-0.552			0.914	0.775	0.664	0.505	0.398	0.322
54		-0.138	1.729	-0.592			0.938	0.800	0.686	0.520	0.408	0.327
56		-0.166	1.797	-0.632			0.960	0.823	0.707	0.535	0.417	0.332
58		-0.196	1.866	-0.671			0.981	0.846	0.728	0.549	0.425	0.336
60		-0.227	1.936	-0.710			1.000	0.867	0.748	0.563	0.434	0.339
62		-0.260	2.006	-0.746				0.888	0.768	0.577	0.441	0.342
64		-0.295	2.076	-0.781				0.908	0.787	0.590	0.449	0.345
66		-0.331	2.145	-0.813				0.927	0.805	0.603	0.456	0.346
68		-0.368	2.212	-0.842				0.945	0.823	0.615	0.462	0.348
70		-0.405	2.276	-0.867				0.963	0.840	0.627	0.468	0.349
72		-0.444	2.336	-0.888				0.981	0.857	0.638	0.473	0.349
74		-0.483	2.393	-0.903				1.000	0.874	0.649	0.478	0.348
76		-0.522	2.444	-0.912					0.891	0.660	0.482	0.347
780		-0.561	2.489	-0.915					0.909	0.670	0.486	0.346
80		-0.600	2.526	-0.910					0.927	0.680	0.489	0.343

Fonte: VARGAS et al.(2001)

- *a linha teórica de costa* – após serem calculados todos os valores dos R para cada ângulo n θ, devem-se unir as extremidades de cada raio para obter-se a linha de costa teórica da praia, em planta.

Com isso, o usuário pode identificar, tendo conhecimentos básicos sobre o assunto, se a praia analisada encontra-se numa situação de equilíbrio estático, em que não ocorrerão modificações morfológicas na linha de costa, ou se esta não se encontra em equilíbrio dinâmico, em que tende a assumir uma forma diferente da atual.

Vargas *et al* (2001), baseando-se na análise da tarefa descrita anteriormente, identificou a possibilidade de torná-la mais ágil e menos trabalhosa, com o desenvolvimento de um sistema computacional que permitisse simular graficamente a linha de costa da praia. Com a aplicação do modelo parabólico, utilizaram-se recursos para a manipulação de imagens e a disponibilização de gráficos. A seguir é descrita a aplicação desses recursos na implementação computacional do modelo.

Busca da linha de controle Ro: o primeiro passo para a resolução do problema foi a busca do comprimento da linha de controle (R). Para tal, utilizou-se a equação 2, referente à distância entre dois pontos no plano (BOULOS & CAMARGO, 1987 *apud* VARGAS *et al* 2001), conforme abaixo, onde:

$$d^2 = (x_1 - x_o)^2 + (y_1 - y_o)^2 \qquad \text{(Eq. 2)}$$

d = comprimento (em unidades de tela) da linha de controle R.o.

$\mathbf{x_0}$ = coordenada x do ponto onde se inicia a **o** reta R, ou seja, o ponto de difração o.

$\mathbf{y_0}$ = coordenada y do ponto onde se inicia a **o** reta R.o.

$\mathbf{x_1}$ = coordenada x do ponto onde termina a **1** reta R.o.

$\mathbf{y_1}$ = coordenada y do ponto onde termina a **1** reta R.o.

Ao obter-se o valor de R, buscou-se encontrar o comprimento da linha de direção predominante de ondas, utilizando a equação (2), para formar com R o ângulo (β). Após a o obtenção destes valores, foi necessário traçar uma linha virtual ligada a **o** R e à linha de direção o predominante de ondas a fim de formar um triângulo. Para a obtenção do comprimento desta linha utilizou-se o mesmo procedimento citado anteriormente, conforme figura 23 e 24.

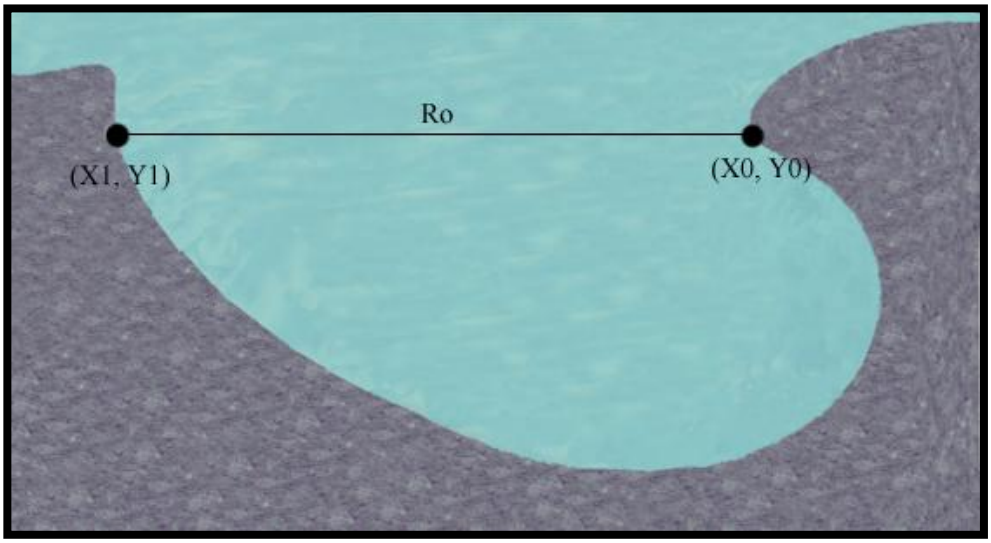


Figura 23. Comprimento do Ro
Fonte: Hsu & Evans (1989); Silvester & Hsu (1993, *apud V*argas, 2002).

6.4.1.1. Cálculo do ângulo

Em posse dos valores dos três lados do triângulo, R, linha de direção predominante de ondas e a o linha virtual, utilizou-se a lei dos co-senos (BOULOS e CAMARGO, 1987) para obter o valor do co-seno b, conforme a equação 3.

$$|a|^2 = |b|^2 + |x|^2 - 2|b||x|\cos \mathbf{b}$$

(Eq. 3)

Ao inverter a equação, teremos:

$$\cos \mathbf{b} = \frac{|a|^2 - |b|^2 - |x|^2}{2|b||x|}$$

(Eq 4)

a = comprimento da linha virtual
b = comprimento da linha de direção predominante de ondas
x = comprimento do Ro

Segundo Vargas et al (2001) para encontrar especificamente o valor do ângulo, utilizou-se a função do "Object Pascal", "arcCos", (CANTÙ, 2000), que retorna o arco-co-seno do ângulo, isto é, o seu valor em radianos. Assim, com o valor em radianos foi necessário realizar a conversão para graus, utilizando-se a equação 5, Boulos & Camargo,(1987 apud VARGA et al 2001):

$$b_1 = b_{rad} \left(\frac{180}{p} \right)$$

(Eq 5)

onde:
$_{1=}$valor do ângulo em graus 1
$_{rad}$ = valor do ângulo em radianos

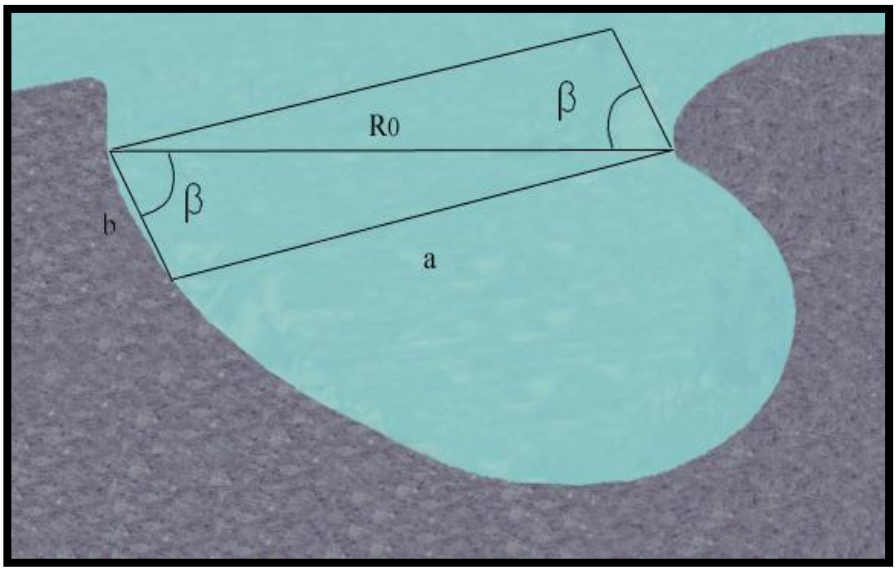


Figura 24. Busca do valor do ângulo β
Fonte: Hsu & Evans (1989); Silvester & Hsu (1993, *apud V*argas, 2002).

6.4.2. Aplicação do modelo parabólico

Com a obtenção dos valores de Ro e , estes foram substituídos na equação do modelo parabólico (equação 1) para encontrar os valores dos raios R, para cada ângulo n. A variação do ângulo foi implementada utilizando-se uma estrutura de repetição, em que, a cada iteração do algoritmo, é calculado o valor de um raio R para seu respectivo ângulo e n é armazenado em um vetor. A cada iteração, utilizou-se o valor dos coeficientes C1, C2, e C3 armazenados em uma matriz bidimensional. Esses coeficientes são definidos pelo modelo 1 2 3 e dependem do ângulo β em questão. O algoritmo que reproduz a aplicação da equação 1 para encontrar os valores dos raios R, n apresenta-se descrito na tabela 9.

6.4.3.Visualização da linha teórica da costa

Com a obtenção dos valores para todos os raios R, n, torna-se necessário encontrar sua localização exata na tela, ou seja, saber onde eles deveriam aparecer. A tela do computador trabalha de maneira similar a um plano cartesiano. Seu ponto (0,0) encontra-se no canto superior esquerdo da tela. A coordenada X (comprimento) aumenta de valor da esquerda para a direita, e a coordenada Y (altura) aumenta de valor de cima para baixo.

De acordo com Vargas *et al* (2001) para se encontrar as coordenadas (X,Y) para os pontos desenhados na tela, é necessário fazer uma translação de coordenadas, isto é,

transportar o ponto de origem do plano (0,0) para o ponto onde se situa o ponto de difração de ondas. Após isso, visto que todas as linhas R tinham a n mesma origem, utilizaram-se as coordenadas polares (ANTON, 2000) para determinar os pontos limite de cada raio R.n. Com a equação, foi possível encontrar a coordenada X, do ponto limite do referido raio R. Da mesma maneira, utilizando a fórmula n, encontrou-se a coordenada Y, do ponto limite do referido R, conforme figura 25.

Para a obtenção dos pontos de coordenadas (X,Y), levou-se em conta que o ponto origem foi modificado (translação). Assim, para cada ponto encontrado, é necessário converter suas coordenadas para adaptá-las ao ponto de origem da tela (0,0), por meio de subtrações ou adições, dependendo da localização do ponto de difração.

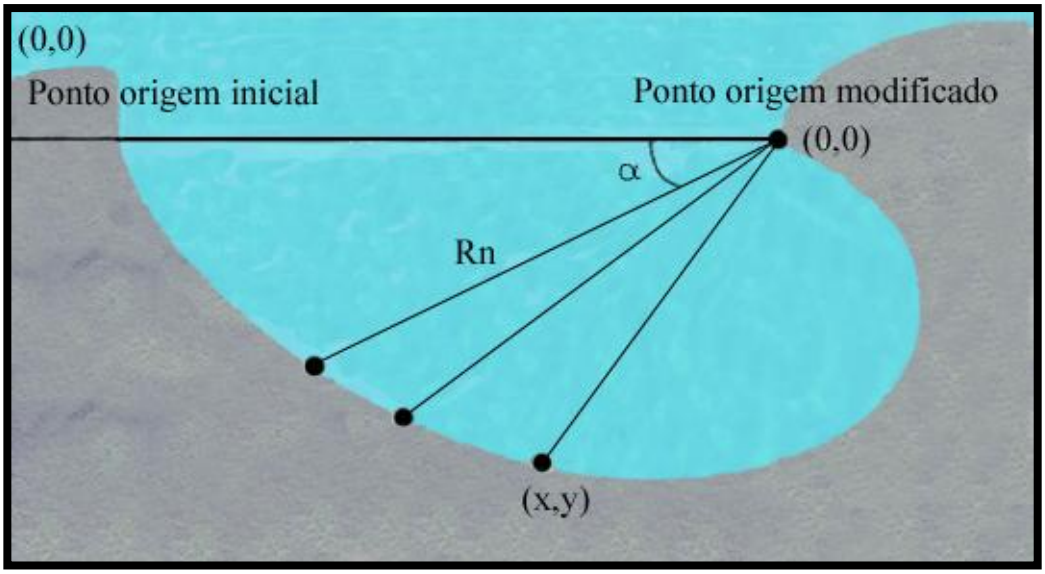


Figura 25. **Localização da linha teórica de costa**
Fonte: Hsu & Evans (1989); Silvester & Hsu (1993, *apud* Vargas, 2002).

6.4.4. O programa Meppe

De acordo com Vargas *et al* (2001) o sistema desenvolvido e denominado Meppe oferece uma interface que permite ao usuário indicar os pontos importantes do modelo parabólico, com base em uma fotografia aérea, uma imagem de satélite, ou um mapa de uma praia em planta (arquivos no formato Raster). O aplicativo possibilita a experimentação instantânea da representação gráfica da linha de costa teórica, ou seja, onde teoricamente deveria estar a faixa de areia da praia em relação aos pontos selecionados na figura, de acordo com o modelo. Com a utilização do Meppe, a implementação do modelo parabólico tornou-se uma tarefa mais simples, com um custo de tempo menor, além de apresentar resultados que facilitam a interpretação. Por meio dele, o

usuário pode definir seu objeto de estudo com base em uma ação consciente, porque o resultado gerado pelo programa dependerá da seleção dos pontos de definição do modelo pelo usuário. Este, por sua vez, pode analisar o efeito possível que determina a ação, como a mudança do ponto de difração de ondas, pode causar na morfologia da linha de costa da praia analisada.

Assim, é possível elaborar suas próprias soluções para os problemas, como o de uma praia que se encontra em processo de erosão, como descreve Vargas *et al* (2001).

O sistema funciona da seguinte maneira:

a) o usuário carrega na tela do computador um mapa ou uma fotografia aérea, em formato Raster (extensões bmp, jpg), de uma determinada praia de enseada;

b) com a imagem na tela, devem ser selecionadas as opções que indicam ao Meppe a disposição da praia e o promontório em relação à tela (se a faixa de areia da praia está para cima ou para baixo etc.); 3.O usuário deve selecionar na imagem, com o *mouse*, três pontos, segundo o modelo parabólico – (1) o ponto de difração das ondas que chegam à praia; (2) o ponto final da praia e (3) a direção predominante das ondas. Assim, o usuário pode calcular e simular os resultados na tela.

O sistema apresenta então o valor do ângulo β, os valores de todos os ângulos θ, seus respectivos raios Rn e o comprimento do raio Ro. O mais importante é que ele desenha sobre a imagem da praia a linha teórica de costa, isto é, o local onde deveria estar a linha de costa em relação aos pontos indicados pelo usuário. Assim, define-se a condição em que a praia está em equilíbrio dinâmico, dependendo da localização e formato da linha teórica de costa em relação à linha de costa real existente. Em equilíbrio estático, a linha de costa teórica coincide com a linha de costa observada na imagem.

O usuário pode testar outras situações para a mesma praia, como alterar a posição do ponto de difração, simulando, talvez, a construção de um molhe ou quebra-mar. Nesse caso, o Meppe desenha novamente a linha de costa teórica e apresenta todos os resultados para essa nova situação. Dessa maneira, o usuário pode exercitar a aplicação do modelo, comprovando a teoria, o que lhe ajudará no estudo do tema. Tendo em vista as diferentes direções de ondas que chegam até as praias, aplicou-se o modelo considerando as várias opções de chegada das ondas, que varia ao longo do ano.

CAPÍTULO 7. CONDICIONANTES E GÊNESE DA GEOMORFOLOGIA COSTEIRA

7.1. A Tectônica de Placas e o Relevo Intraplacas

Analisar e descrever as formas, os mecanismo, as funções, estruturas e condicionantes leva a um estudo mais profundo da evolução terrestre, *a priori*, a fim de explicar a origem dos continentes pela teoria da tectônica de placas, posteriormente o arcabouço geológico atual e a dinâmica que mantém os processos formadores e as formas em equilíbrio dinâmico ou em não-equilíbrio no presente.

Este capítulo objetiva explicar a influência da dinâmica da crosta terrestre e os processos endogenéticos e exogenéticos na gênese e modelagem intraplacas tectônicas, a formação do embasamento cristalino e a dinâmica erosiva, remodelando as áreas costeiras bem como formando as planícies costeiras com as dinâmicas atuais e puntuais das fases de transgressão e regressão marinhas.

Os aspectos geomorfológicos na região costeira estão diretamente atrelados às variações climáticas, bem como às variações relativas de níveis do mar, além da neotectônica ou geotectônica (SUMMERFIELD, 1999) e ainda aos processos de intemperismo físico-químicos. Esses processos costumam ser generalizados como exógenos, os quais estão diretamente relacionados às variações climáticas e, conseqüentemente, às mudanças de temperatura e umidade. Os processos endógenos, que resultam de forças do interior da crosta terrestre, provocam soerguimentos e abatimento de blocos de falhas, bem como podem provocar intensificação das variações químicas e físicas no substrato litoestrutural.

Para ilustrar as características do arcabouço geológico-geomorfológico bem como a apresentação dos aspectos naturais que contribuíram e contribuem para a manutenção e gênese das formas que estão representadas em mapas, procura-se mostrar a distribuição desses elementos e o que apresentam como resultado nas diversas paisagens e fatos geomorfológicos encontrados na área costeira.

A tectônica de placas, também chamada de tectônica global, pode ser uma maneira de se apreender sobre o início dos mecanismos, processos, estruturas, formas e funções dos elementos que foram moldados e que culminaram nas paisagens atuais. A análise das formas desses elementos torna possível a verificação de processos pretéritos e

dos resultados que sucederam a gênese da formação terrestre, sobretudo nas áreas representativas deste estudo, situadas nas zonas intraplacas, ou seja, na área costeira.

Discorrer sobre tectônica de placas nos remete diretamente à composição da crosta terrestre e das forças ali atuantes. De maneira geral, as forças advindas do interior da terra, da movimentação do manto e das trocas de calor que são geradas pela movimentação e mudanças dos elementos químicos e que provocam diferenças de pressão geram forças e correntes internas que movimentam as placas litosféricas (ou placas tectônicas).

Assim sendo, julga-se o conhecimento da sua dinâmica de irrefragável importância para o entendimento da formação do relevo costeiro atual, sem, contudo, perder o enfoque principal, que está diretamente ligado ao resultado da gênese, da formação e da constituição de materiais que representarão as variedades de fragilidade ambiental ao longo das planícies costeiras no litoral norte e litoral centro sul do estado de São Paulo.

As movimentações de correntes do manto no interior da Terra fazem com que ocorram movimentações da crosta terrestre, a qual pode ser dividida em crosta terrestre e crosta oceânica, subdivididas em placas tectônicas, que se movimentam com os impulsos provocados pelas correntes do manto, o que resulta em deriva dos continentes.

A teoria da deriva dos continentes, proposta por Wegener (1912 Mello *et al* 2004) veio a se comprovar cientificamente baseada na teoria da isostasia de Pratt, segundo a qual os continentes, por serem mais leves, flutuavam sobre o fundo oceânico. Embora apresentasse fundamentação de campo, a teoria não era plenamente aceita por causa da falta de explicação como se processa a deriva, o que somente veio a acontecer no início da década de 1960, quando foi proposta a teoria da expansão dos fundos oceânicos.

Com a teoria da expansão dos fundos oceânicos, verificou-se que não somente os continentes se movem, mas também os fundos oceânicos e esse movimento envolve a parte rígida do topo do manto. A parte rígida externa da Terra, que inclui as crostas oceânicas, transicionais e continentais mais a parte rígida do manto superior, passou a ser denominada de *litosfera*, sobre a qual se constatou que está segmentada em pedaços, denominados placas. Dessa forma, a teoria da deriva continental passou a ser denominada de *teoria da tectônica das placas litosféricas*, ou, simplesmente, *teoria da tectônica de placas*, a qual já está sendo chamada de *nova tectônica global* ou *tectônica global*.

A importância da apresentação desses conceitos está na herança genética que as linhas de costa apresentam nos dias atuais e nos permite chegar a interpretações sobre essas

movimentações crustais, que, embora quase imperceptíveis ao olhar humano, pela escala de tempo, são tão importantes na gênese terrestre e nas configurações das linhas de costa atuais.

De acordo com Mello *et al* (2004), grande parte dos modelos de forças balanceadas indicam que a força de tração da terra é uma das mais importantes que controlam a cinemática das placas litosféricas. A força de arrasto do manto, por exemplo, é importante apenas em nível local, especialmente como uma resistência à movimentação da litosfera continental.

Segundo Mello *et al* (2004), o movimento absoluto das placas, sua cinemática e os mecanismos que os governam são ainda problemas em aberto na comunidade científica. Entretanto, estudos realizados mostraram que o interior das placas litosféricas é ativo tectonicamente, tanto na sua porção continental como na oceânica. Esse tectonismo, que resulta das tensões intraplaca, é evidenciado pela sismicidade e pelos falhamentos observados no interior das placas.

Um fato importante a ser considerado é a corrente de convecção que é gerada pela constante movimentação do manto astenosférico terrestre e que transfere calor do núcleo terrestre para a superfície, como o calor liberado por meio de vulcanismos nas cordilheiras mesoceânicas. Além disso, as placas litosféricas, quando consumidas nas fossas oceânicas, representam um corpo frio descendente das placas litosféricas (MELLO *et al*, 2004).

Outro foco de transferência de calor importante são os chamados pontos quentes (*hot spots*), que dão origem a fusões parciais do manto adjacente e geram vulcanismos que formam ilhas e montes submarinos. Esses pontos quentes possivelmente formaram os primeiros vulcanismos e povocaram os soerguimentos na crosta que deram origem a movimentação das placas, o que ofereceu subsídios à teoria da tectônica de placas.

De acordo com Mackenzie (1984, *apud*, Gontijo 1999), o principal processo de formação de *hot spot* com abrangência lateral superior, ou mais de 2.000 quilômetros, é o *underplating*, responsável pelo soerguimento epirogenético das vastas áreas continentais. Seria uma resposta isostática ao espessamento crustal, resultante da introdução de grandes quantidades de magma básico nas porções inferiores da crosta. Assim, os grandes escarpamentos em regiões de margem passiva associariam-se a tal processo.

> A partir dos anos 50, estudo sobre paleomagnetismo revelaram que as antigas posições dos pólos magnéticos haviam mudado em relação aos continentes e que, portanto, uma provável explicação para estas mudanças estaria relacionada a deriva dos continentes. Paralelamente, com a intensificação das pesquisas do fundo

> oceânico mostrou-se que as cordilheiras mesoceânicas eram bastante contínuas, praticamente isentas de cobertura sedimentar e apresentando um notável paralelismo com a borda dos continentes no Oceano Atlântico. Mostram-se também que as bacias oceânicas eram cobertas por apenas alguns quilômetros de sedimentos e logo, mais jovens do que se imaginava anteriormente. Estas e outras descobertas, incluindo a linearidade das anomalias magnéticas nas bacias oceânicas, tornaram-se evidências importantes no sentido de reavivarem as discussões sobre a deriva continental, levando a formulação do conceito da expansão do fundo oceânico e pouco mais tarde a fundamentação da teoria da tectônica de placas (MELLO *et al*, 2004, p. 54).

Acrescenta-se ainda a presença de Ilhas da Costa, que possui rochas vulcânicas no seu substrato rochoso, bem como a própria costa apresenta rochas intrusivas que sustentam paredões rochosos, como trechos da Serra do Mar e a Ilha Bela.

Observa-se que no Permiano (225 Ma) havia um continente principal denominado de Pangea. Essa concepção de compartimentação é baseada na teoria de Wegener.

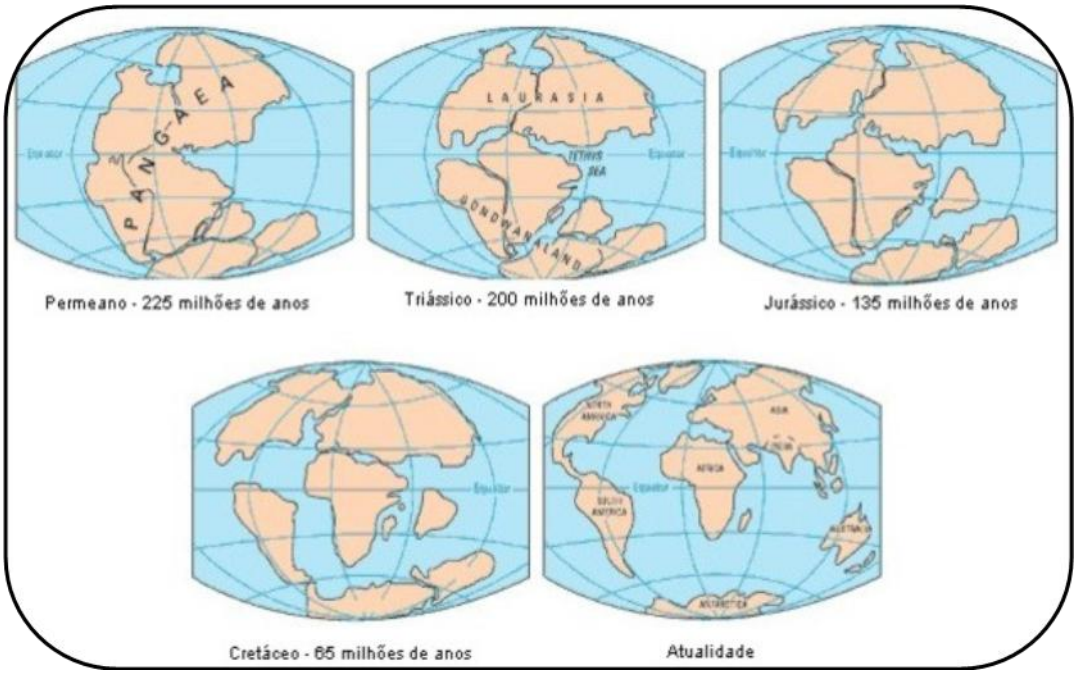


Figura 26. **Fragmentação do Pangea**
Fonte: CPRM (2007).

A figura 26 representa a fragmentação do Pangea, dando origem aos continentes Eurásia e Gondwana, há 225 milhões de anos. A partir daí, o Gondwana e a Eurásia se fragmentaram e começou a migração continental, com o afastamento da América do continente africano.

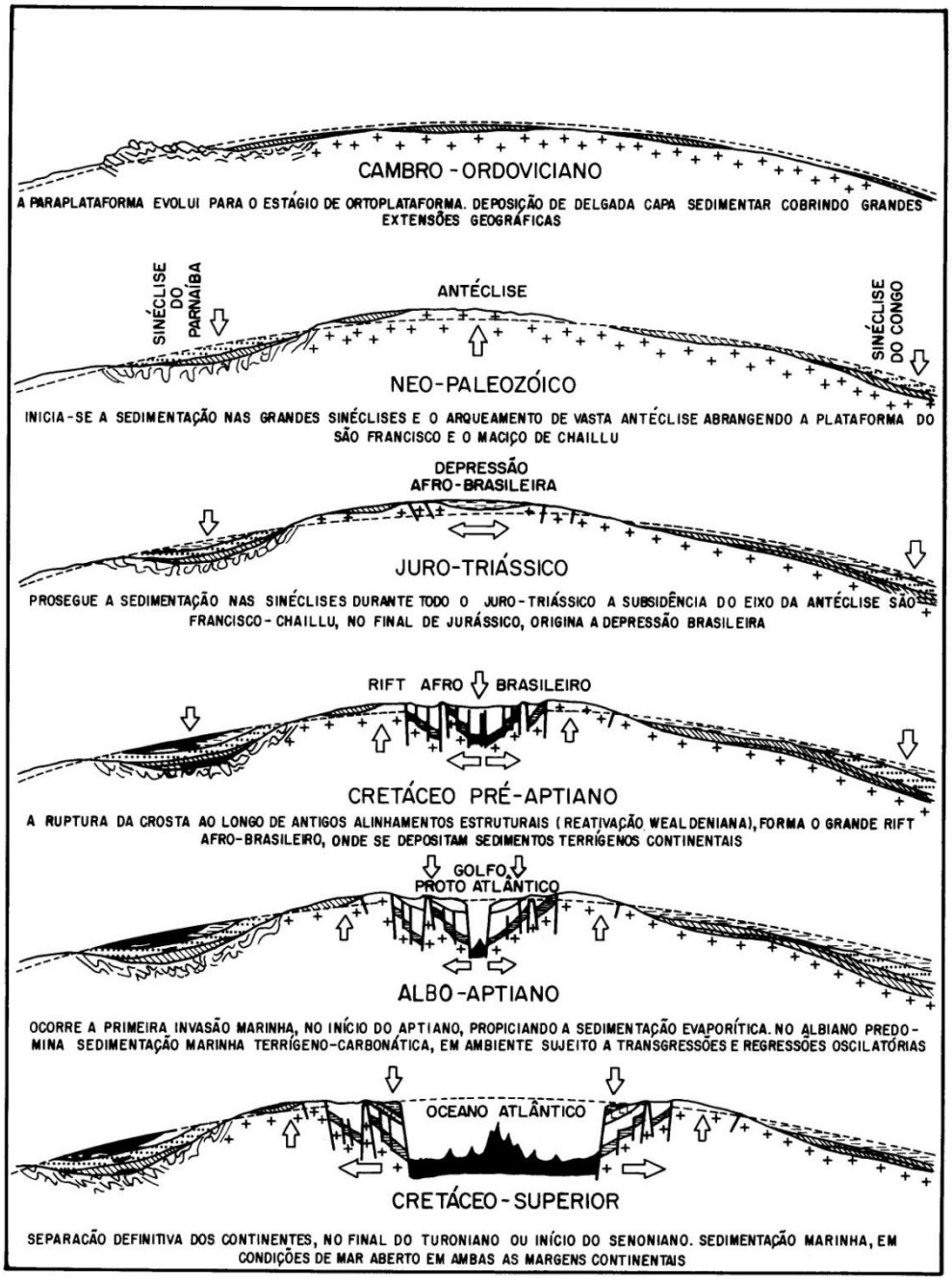
Summerfield (1999), em estudo sobre a evolução morfotectônica, faz uma comparação entre a margem continental passiva brasileira e a africana após a separação

dos continentes e destaca que a feição significante da batimetria do Atlântico sul ao largo do sudeste, o Arco de Ponta Grossa, possui plataforma continental rasa, bem como o lado oposto na costa africana. Com base em dados de fissão e quebra, indica que existe substancial denudação que atravessa as margens da África e da América do Sul desde a quebra da Gondwana.

Os geossinclínios brasilianos, no final do Pré-Cambriano, apresentavam-se colmatados por sedimentos predominantemente carbonáticos, o que denota que as áreas-fonte apresentavam-se já bastante rebaixadas, e havia calma tectônica nas áreas de deposição (figura 27). Essa sedimentação carbonática estendia-se também sobre grandes áreas das plataformas do Congo, São Francisco e Guaporé (figura 27). As unidades assim formadas foram pouco afetadas pelos dobramentos e processos térmicos associados; por isso, hoje elas apresentam metamorfismo quase nulo e altitudes suborizontais.

Almeida (1992) destaca que, no início do Fanerozóico, ocorreu, na plataforma afro-brasileira, o último episódio tecto-orogênico, que provocou a inversão dos geossinclíneos e produziu extensas faixas de dobramentos brasilianos e baikalianos. Essa movimentação provocou o rejuvenescimento radiométrico e a migmatização de grandes áreas do embasamento transamazônico e do eburdiano, sobretudo, ao longo das costas leste e nordeste do Brasil, e oeste da África.

Em conseqüência da inversão dos geossinclíneos, a sedimentação que se seguiu apresenta caráter predominantemente geocrático, representado por sedimentos imaturos, arcósicos, grauvaques e espessos conglomerados com intercalações freqüentes de rochas piroclásticas de ácidas a ocasionalmente basaltos. Essa sedimentação, segundo Almeida (1969b), caracteriza a transição do estágio de paraplataforma para o de ortoplataforma.



EVOLUÇÃO TECTÔNICA ESQUEMÁTICA DAS MARGENS CONTINENTAIS DO BRASIL ORIENTAL E ÁFRICA OCIDENTAL

Figura 27. Evolução tectônica esquemática das margens continentais do Brasil orientale África ocidental

Fonte: ALMEIDA (1969b).

Considera-se importante destacar a constatação de Cox (1989, *apud* Gontijo 1998) de um *hot spot*, tanto no sul-sudeste do Brasil quanto na Namíbia e em Angola, cujo soerguimento da superfície teria ocorrido pela atuação da pluma mantélica. Sobre essa superfície arqueada, correspondente à Serra do Mar, no lado brasileiro, e o grande

escarpamento do sudoeste africano (Cape-Angola), teria se desenvolvido uma drenagem com padrão dômico (fig. 28) .Semelhança com esse padrão de drenagem foi observada nas províncias Decan (Índia) e Daroo (leste da África).

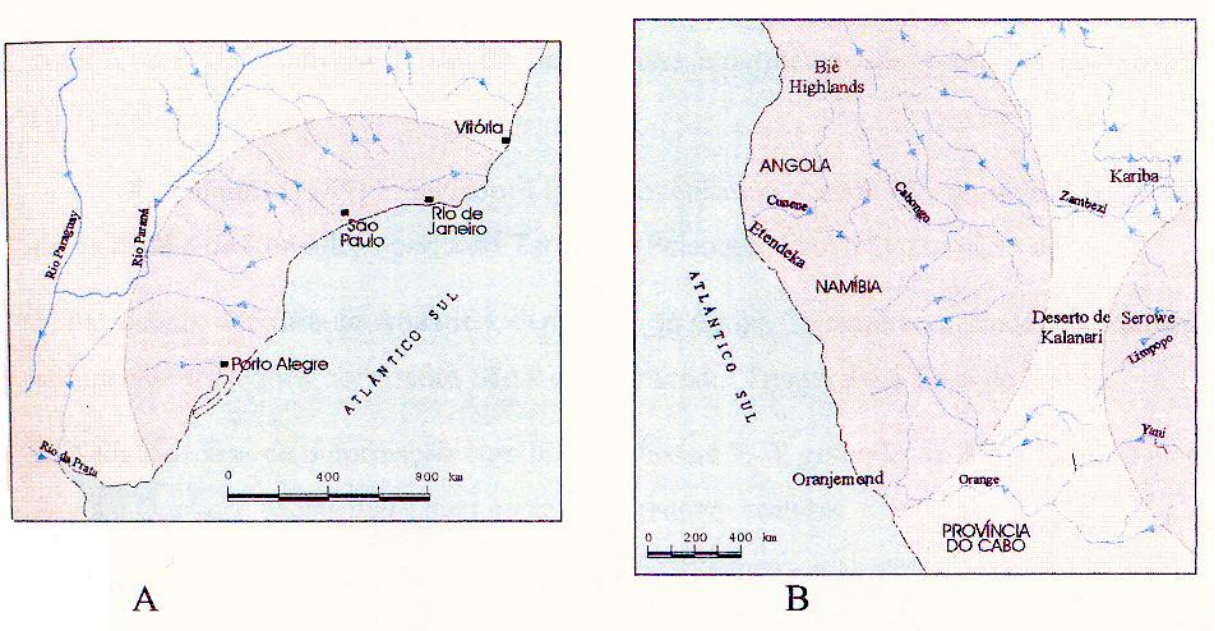


Figura 28. Drenagem com padrão dômico
Fonte: Gontijo (1999).

Com relação a essa forma da drenagem em padrão dômico, existe uma hipótese de que seria um astroblema causado pela queda de um meteoro no trecho onde se localiza esse fenômeno hidrográfico.

A evolução dessa tectônica distensiva gerou um alto que atuou como área-fonte de sedimentos para a bacia do Paraná, no lado brasileiro (FÚLFARO *et al*, 1982; ZALAN *et al*, 1991) possibilitou manifestação de ativo magmatismo toleítico e alcalino, entre o Cretáceo Inferior e o Paleoceno (AMARAL *et al*, 1967; HERZ, 1977), a instalação e desenvolvimento da bacia de Santos e de pequenas bacias continentais (ALMEIDA, 1976; ASMUS & FERRARI, 1978; HASUI *et al*, 1978; 1982; 1989; MELLO *et al*, 1985ab; RICCOMINI, 1989; HASUI *et al*, 1990, *apud* GONTIJO, 1998). Além da ascensão das Serra do Mar e da Mantiqueira (ALMEIDA, 1976). Em paralelo, o rifte inicial evoluiu primeiro para um golfo protoceânico e depois para o estágio de oceânico franco, abrindo-se como Oceano Atlântico.

Essa observação se fundamenta nas idéias concernentes à existência das superfícies de erosão nessas áreas e também à reconstrução histórica da paisagem que sobre os dados de elevação e mudança de nível de base refletidos nas superfícies de erosão

presentes na paisagem moderna. Essa mensagem-chave que está aqui, em geral, é mais adequada para estabelecer as causas das variações em taxas de denudação nas paisagens, especialmente para diagnosticar a quantidade e adaptação do soerguimento tectônico com base na correlação das superfícies de erosão remanescentes.

Entre os principais aspectos geológicos atuais da região costeira, destaca-se que a margem continental sul-atlântica sofreu algumas reativações após a separação dos continentes americano e africano. Essas reativações foram traduzidas, sobre os continentes, por numerosos eventos, tais como o soerguimento da Serra do Mar, a formação das bacias tectônicas do Paraíba do Sul e da Guanabara e na área submarina pela subsidência da bacia de Santos (ALMEIDA, 1976).

Almeida & Carneiro (1998) concluíram que a Serra do Mar surgiu inicialmente na área da plataforma continental por efeito do soerguimento do bloco continental da Falha de Santos e do abatimento oriental. A posição atual da Serra do Mar, que não apresenta evidências de ter sido resultado de importantes falhamentos neotectônicos ocorridos em seu sítio atual, é decorrente da erosão regressiva.

Durante o Aptiano, teve início o desenvolvimento da bacia de Santos, com a invasão do mar no rift original, o que teria ocasionado a deposição de grande espessura de evaporitos sobre a lava basáltica do Cretáceo Inferior. Durante o Senoniano, a bacia de Santos, em subsidência progressiva, acumulou sedimentos detríticos originários da erosão da Serra do Mar. Essa subsidência teria prosseguido até o Plioceno-Pleistoceno com grande acúmulo de sedimentos na bacia e reflexos sobre o continente (TESSLER, 1988).

Estudos relacionados à evolução de bacias sedimentares que objetivam quantificar e correlacionar a espessura do pacote sedimentar com a taxa de erosão das bordas continentais adjacente, foram de extrema importância para a retomada dos estudos geomorfológicos em escala continental. Por isso, grande parte das investigações atuais sobre a evolução do relevo intraplaca é calcada na compreensão dos processos de rifteamento e na formação de margens continentais passivas, com base em taxas de soerguimento e na alteração dos níveis de base (VALADÃO, 1998, *apud* GONTIJO, 1999).

A costa brasileira possui margem continental passiva, onde dois fatores geram tensões locais, que interagem com as regionais. O primeiro considera-se como o contraste entre a crosta continental e a oceânica, o que acarreta o espalhamento da borda continental; o segundo é o flexuramento da litosfera por causa da carga de sedimentos das bacias

marginais. Tais fatores gerariam distensão na área emersa e compressão na submersa. As variadas topografias poderiam também gerar forças de flutuação locais, associadas a um aumento da tensão vertical. As tensões locais interagem com as regionais, produzindo rotação e/ou variação de intensidade no campo regional, que implicam novas configurações da geomorfologia nas costas.

Diante do exposto, há que se considerar que todas as mudanças ocorridas na manutenção e na gênese da paisagem estão diretamente relacionadas aos movimentos internos da crosta terrestre, que se traduzem em processos endogenéticos, bem como nos processos externos, ou que atuam na interface crosta/atmosfera, que são os processos exógenos, influenciados, sobretudo, pelas variações climáticas. Assim, enfatiza-se a importância do clima nas mudanças ocorridas no modelado terrestre, bem como nas variações do nível do mar que alteram as formas costeiras.

7.2. Os Fluxos e Fluidos Globais de Ar e Água

O clima é um elemento essencial nas análises dos processos atuantes no litoral e da gênese dos materiais, bem como das formas do relevo que resultam desses processos morfogenéticos, porque o litoral é o ambiente que mais sofre influência das variações repentinas dos tipos de tempo, sobretudo nas áreas sujeitas ao efeito orográfico das grandes barreiras serranas. Sendo assim, esse é um dos fatores que contribuem para as alternâncias de precipitação e pressão diárias, e ainda para a constituição dos níveis de fragilidade da paisagem local.

A circulação dos ventos denota, *a priori*, em nível mundial, que a circulação atmosférica das correntes de ventos e, com elas, as entradas de frentes e a influência dos centros de baixa e alta pressão são elementos que interagem na atmosfera terrestre e proporcionam os diferentes tipos de tempo e clima regionais e locais. Esses ventos também influenciam as correntes litorâneas atuantes nas áreas costeiras e, conseqüentemente, os padrões morfológicos da região costeira do estado de São Paulo.

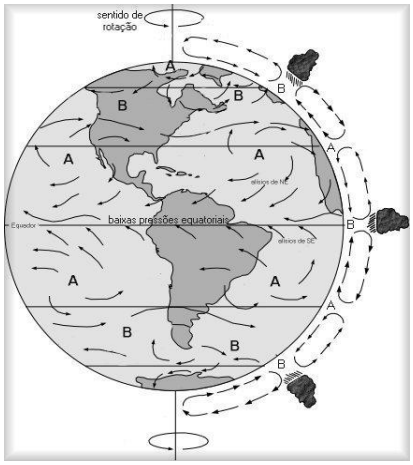


Figura 29. Sistema de ventos para uma Terra hipoteticamente recoberta inteiramente por oceanos, mostrando os maiores cinturões de ventos e regiões de elevação e descida de ar.
Fonte: www.sailingissues.com

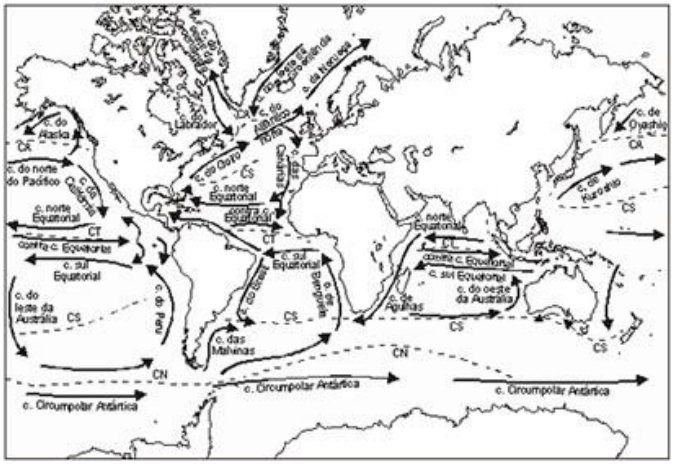


Figura 30. Principais correntes superficiais oceânicas e as maiores regiões de convergência (linha interrompida), onde CA = convergência ártica, CS = convergência subtropical, CT = convergência tropical e CN = Convergência.
Fonte:www.nautica.com

Conforme explica Patchineelam (2004), uma Terra hipotética, sem as massas continentais e sem movimento rotatório, apresentaria um padrão de ventos muito simples (como o da figura 29), em que o ar aquecido na região do Equador se levantaria e se movimentaria em direção aos pólos. Nos pólos, o ar, resfriado e, portanto, mais denso, desceria em direção à superfície e se movimentaria em direção ao Equador, estabelecendo uma célula de convecção em cada hemisfério. Esse modelo simplificado de circulação atmosférica foi proposto por Geoge Hadley, em 1735. Porém, a absorção diferenciada da radiação solar, juntamente ao movimento de rotação da Terra e à presença das massas continentais, produzem um modelo de circulação de massas de ar muito mais complexo e dinâmico.

As diferenças de pressão atmosférica provocam o movimento das massas de ar pelo qual o ar menos denso e mais quente se eleva enquanto o mais denso e mais frio desce em direção à Terra, conforme se pode observar nas figuras 29 e 30. As células de Hadley dominam a atmosfera nas baixas latitudes, desde o Equador até cerca de 30^{o} em ambos os hemisférios. O ar quente se eleva no Equador e desce em direção à superfície perto dos Trópicos de Câncer e Capricórnio.

Nas regiões dos trópicos, a pressão atmosférica é a mais alta do planeta, criando um gradiente de pressão entre a zona subtropical e a zona equatorial. Esse gradiente de pressão origina os ventos alísios, que sopram de nordeste para sudoeste no Hemisfério

Norte e de sudeste para noroeste, no Hemisfério Sul. A zona de convergência intertropical é a região onde os sistemas de ventos alísios dos dois hemisférios convergem, estando geralmente associadas às altas temperaturas da água do mar, à grande umidade na atmosfera, como também à grande quantidade de e ao alto índice de precipitação.

Os ventos alísios formam as correntes equatoriais, comuns a todos os oceanos. Nos Atlântico e Pacífico, tais correntes são interceptadas pelos continentes e desviadas para o norte e para o sul, deslocando-se ao longo da parte oeste dos oceanos; estas são as maiores e mais fortes correntes oceânicas superficiais, conforme a figura 31.

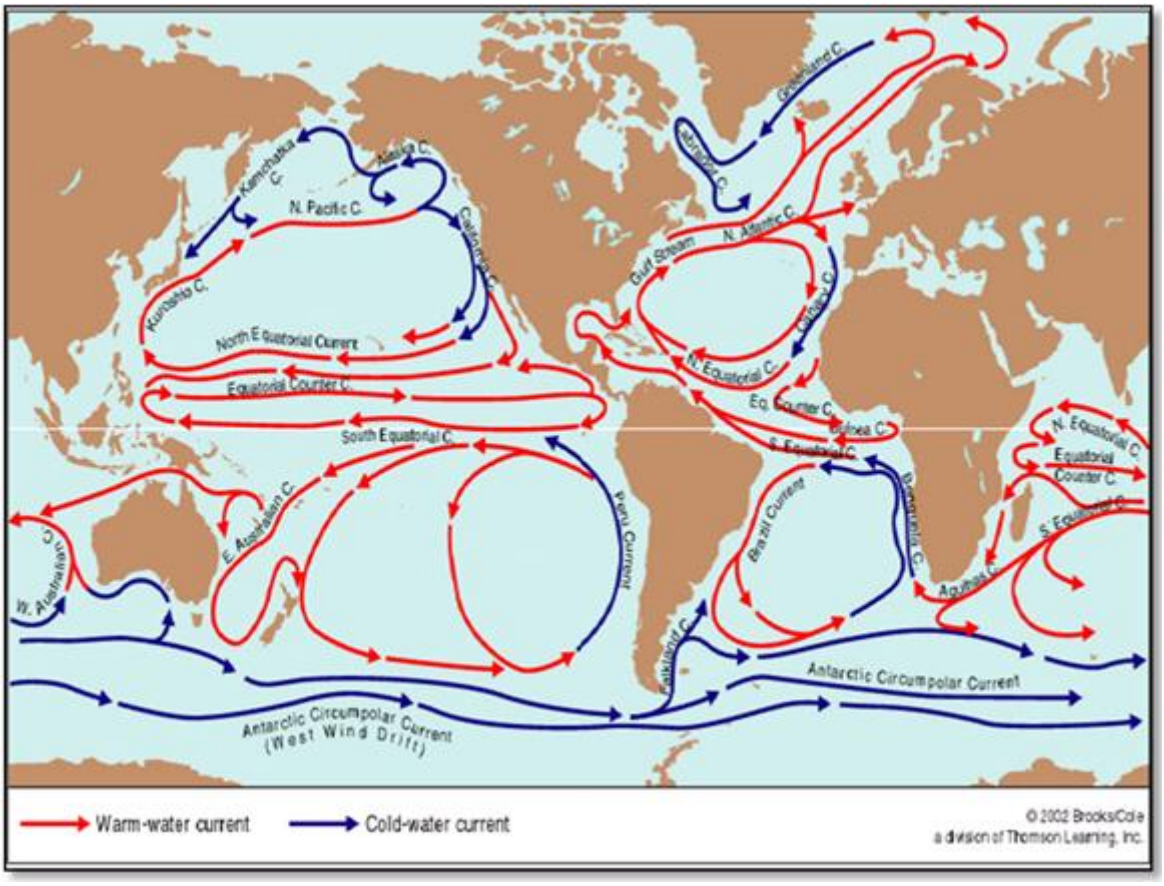


Figura 31. Correntes oceânicas
Fonte: www.sailingissues.com

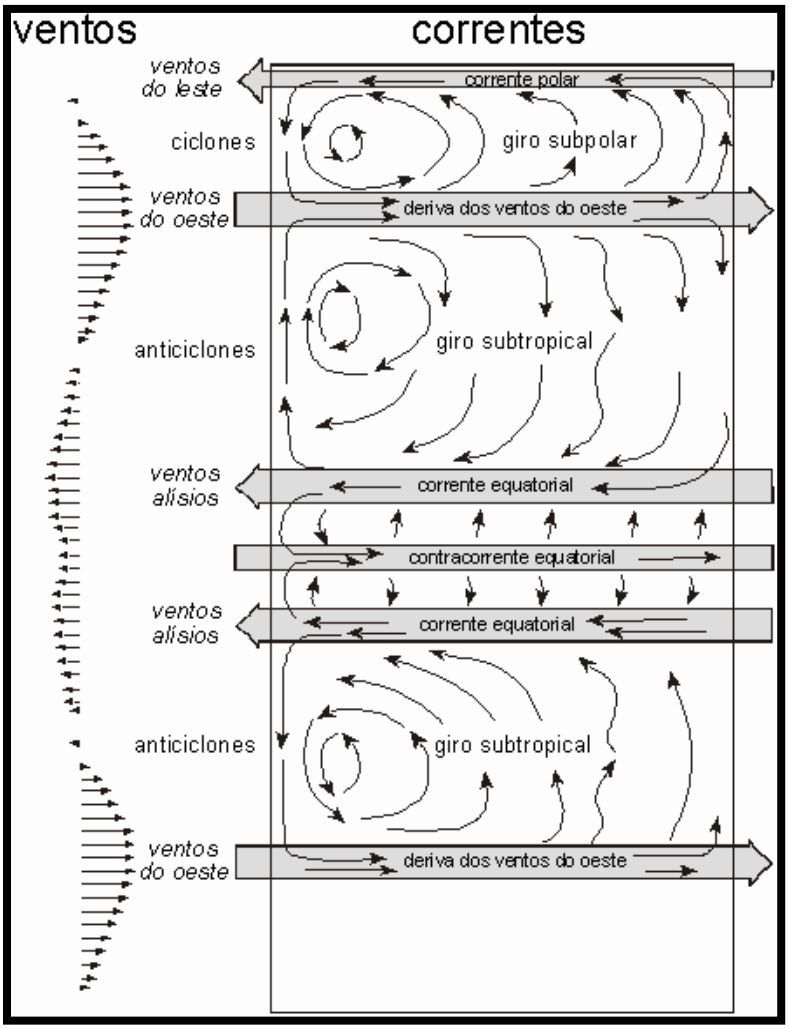


Figura 32. Modelo de circulação de um oceano ideal (flechas escuras), de forma retangular e submetido somente às forças horizontais dos ventos (flechas em cinza). A velocidade e o sentido dos ventos superficiais estão apresentados graficamente, de forma aproximada, à esquerda.
Fonte: MUNK (1955).

A corrente do Brasil é classicamente delimitada como fluxo associado aos movimentos da quente e salina Água Tropical (AT), que flui para sudoeste, na camada superior (0-200), com *temperatura* (T) maiores que 20^{o} C e *salinidades* (S) maiores que 36,40 e da fria Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que flui pra o sul ao longo do talude continental na camada inferior (200-500m), próximo à extremidade da plataforma, e apresenta T<20^{o} C e S< 36,40, (Castro & Miranda, 1998), como se observa na figuras 32 e 33.

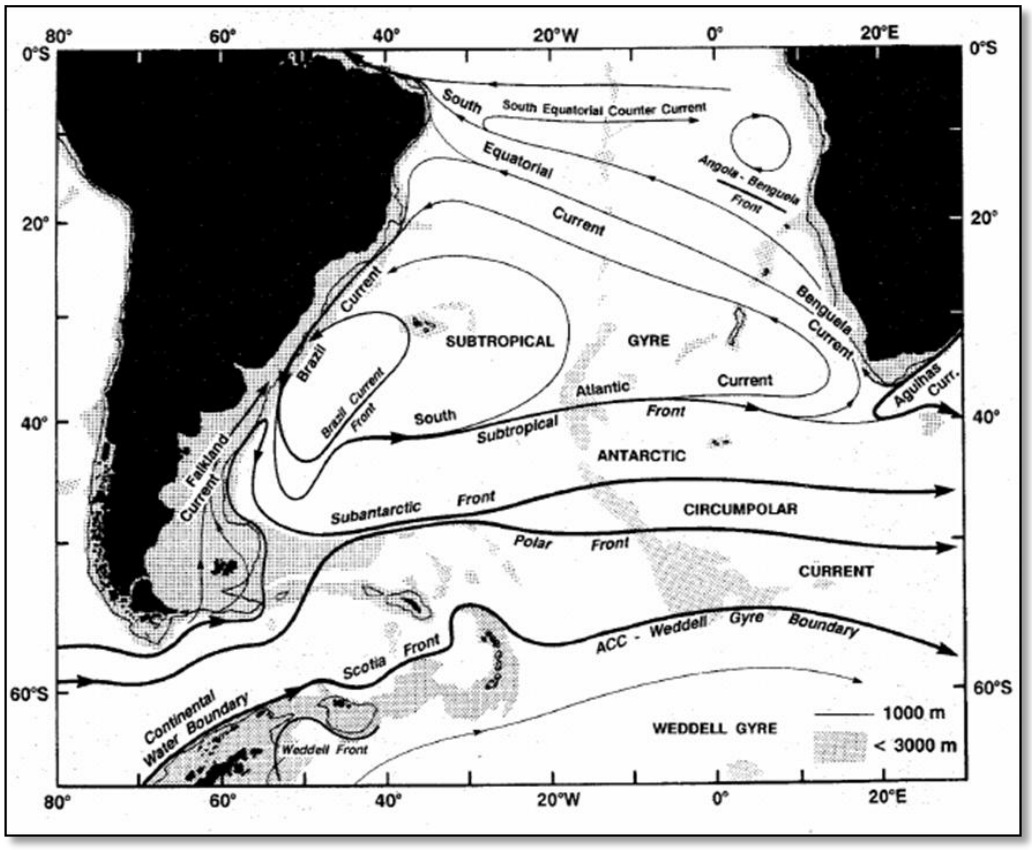


Figura 33. Representação esquemática do giro subtropical no Atlântico Sul
Fonte: PETER & STAMMA (1991, *apud* SOUZA, 2000).

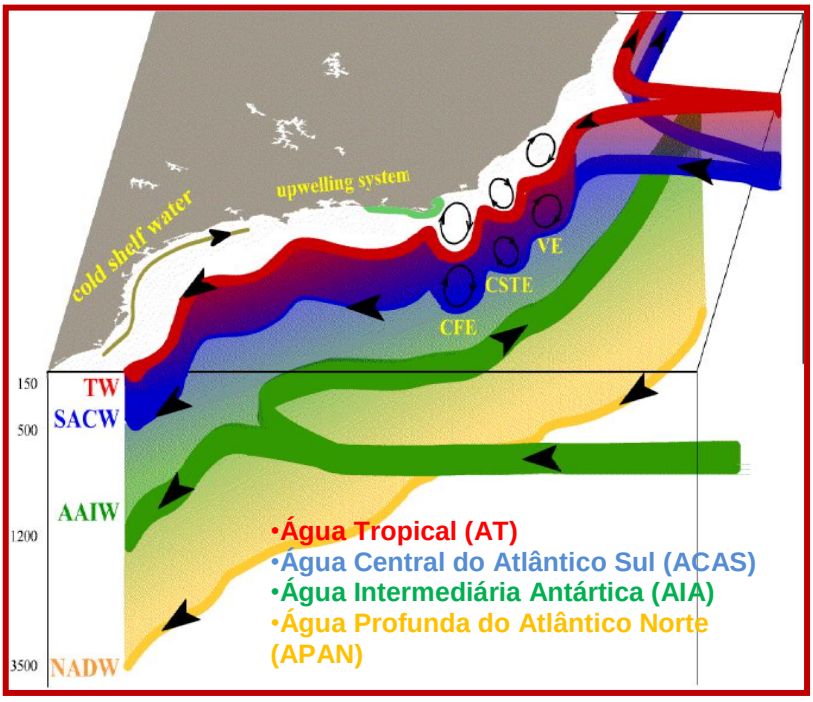


Figura 34. Circulação e massas d'água no sul e sudeste do Brasil

Fonte: GODOI (2005).

A Água Intermediária Antártica (AIA), localizada logo abaixo da Aças, flui para o norte até a zona de convergência subtropical, onde ela deixa o contorno oeste e circula ao redor da bacia como parte do giro subtropical. Ela então entra na região compreendida entre Cabo Frio (23º S) e Cabo de Santa Marta (28º 49'S) a partir do leste e se divide em dois ramos ao longo do talude continental. Um ramo flui em direção ao Equador, a partir de 25º S, e o outro flui em direção ao pólo abaixo desta latitude, de acordo com as conclusões de Muller *et al* (1998). Quanto à Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e à Água de Fundo Antártica (AFA), a primeira constitui fluxo organizado para sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32º S e a última flui abaixo da primeira, em direção ao Equador. A estratificação de massas de água descrita acima está apresentada na figura 34.

O clima brasileiro, de maneira geral, está situado em sua maior parte na faixa de baixas latitudes. Conti (1998) apresenta uma tabela com as principais características climáticas do território brasileiro:

Tabela 10. Características do ambiente tropical

Características	Papel no espaço brasileiro
1-Temperaturas médias superiores a 18º C e diferenças sazonais marcadas pelo regime de chuvas	Ocorre em 95% do território.
2-Amplitude térmica anual inferior a 6º C (isotermia)	Registra-se desde o extremo norte até o paralelo de 20º de latitude sul, aproximadamente.
3-Circulação atmosférica controlada pela ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), baixas pressões equatoriais (doldruns), alísios e altas pressões subtropicais	Afeta quase todo o espaço do Brasil, exceto ao sul do trópico de Capricórnio e onde a ação da frente polar é mais relevante.
4-Cobertura vegetal que vai do deserto quente à floresta ombrófila, passando pela savana	Embora os desertos quentes estejam ausentes, a floresta ombrófila e as savanas cobriam 94% do território originalmente.
5-Regimes fluviais controlados pelo comportamento da precipitação	Verifica-se em todas as bacias hidrográficas, com exceção da Amazônica, onde alguns afluentes dependem da fusão das neves andina.

Fonte:Conti (1998)

Praticamente em toda essa imensa área do espaço brasileiro, as temperaturas médias anuais estão acima de 18º C e há uma nítida alternância entre estação seca e estação chuvosa. A época da estiagem, porém, não é a mesma. Na maior parte do Brasil central, as chuvas ocorrem de outubro a março e a seca, de abril a setembro. Essa dinâmica é controlada pela ZCIT, pela massa Equatorial Continental (Ec), pela massa Tropical Marítima (Tm) e pelo anticiclone migratório polar. É freqüente, também, a presença das

chamadas linhas de Instabilidade Tropicais (IT), alongadas depressões que se movem de noroeste para sudeste, na vanguarda da Frente Polar Atlântica (FPA), quase sempre causadoras de tempestades e turbulências. É significativa, ainda, a atuação da massa Tropical Continental (Tc), cuja área geográfica mais importante é a depressão do Paraguai, onde essa massa determina longas estiagens (CONTI, 1998), conforme se pode observar nas figuras 35 e 36.

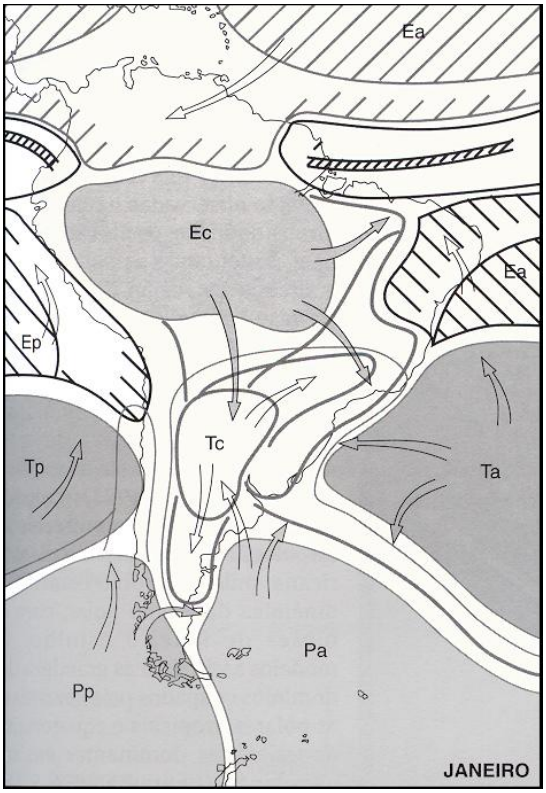


Figura 35. Circulação das massas d'água no verão

Fonte: MONTEIRO (1973).

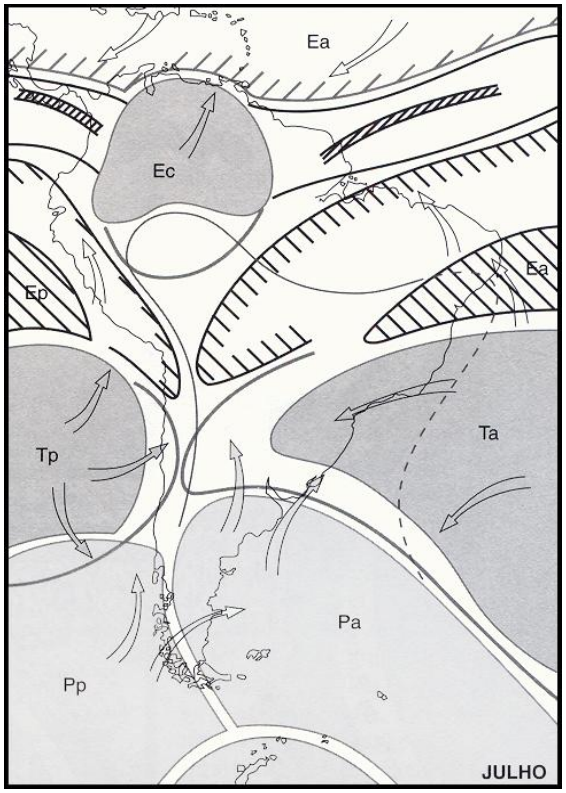


Figura 36. Circulação das massas d'água no inverno

Fonte: MONTEIRO (1973).

Os modelos expressivos para a circulação das massas de ar na América do Sul foram elaborados por Monteiro (1973), considerando os mecanismos gerais da circulação atmosférica sul-americana, pulsando sob o controle da dinâmica da frente polar, nos meses de janeiro e julho. Os modelos assinalam as grandezas dos domínios ocupados pelas massas de ar polares, tropicais e equatoriais dominantes em sua circulação.

Os fatores climáticos atuantes na região costeira, influenciados pelas correntes de vento e pelas correntes marítimas, influenciam as variações morfológicas e as diferenças de níveis do mar locais. Assim, esses dois fatores que ocorrem no litoral merecem atenção

especial mediante as análises sobre a dinâmica dos processos e as respostas impressas no modelado.

As correntes da circulação oceânica controladas pela ação dos ventos acontecem sobretudo nas primeiras centenas de metros abaixo da superfície oceânica e, conseqüentemente, seu movimento inicial é tanto horizontal como superficial. Na escala horizontal, o efeito da fricção dos ventos na superfície do oceano e da força de Coriolis cria um movimento giratório nas águas superficiais, em sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério sul, o que gera os grandes movimentos giratórios observados em superfície. Além de a fricção dos ventos ser responsável pelas modificações nesses movimentos, há a geometria do fundo oceânico, o movimento de rotação da Terra e as massas continentais. Esses movimentos não são estáveis no espaço e apresentam variabilidade em intensidade de direção em função do tempo.

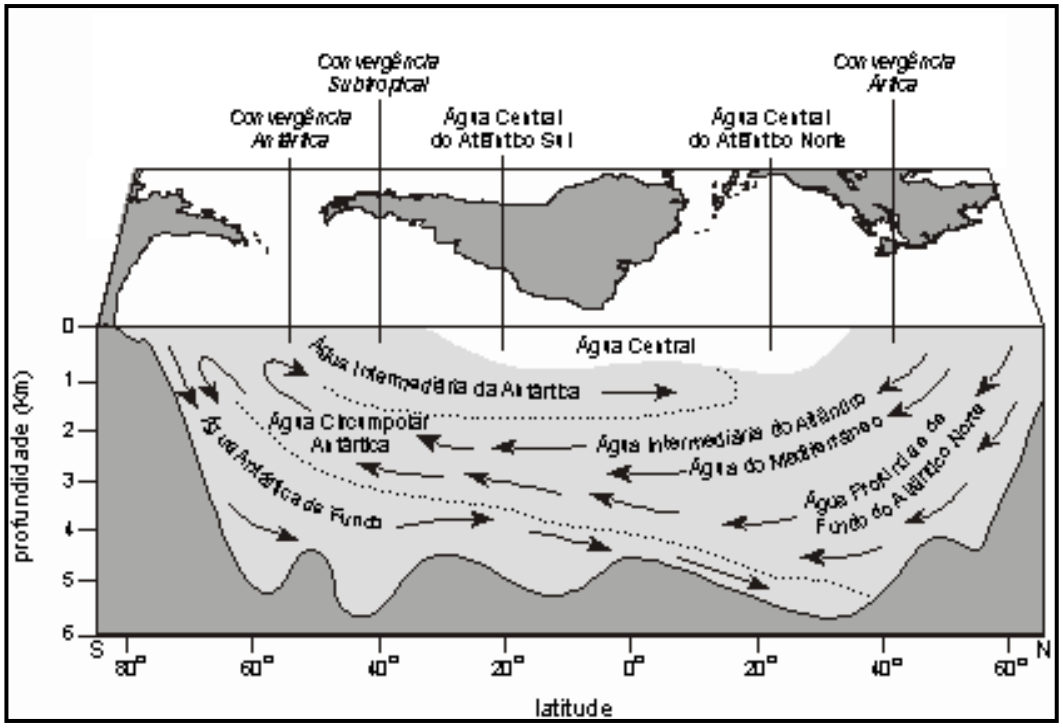


Figura 37. Sistema de circulação profunda do Oceano Atlântico
Fonte: MATSUURA (1986)

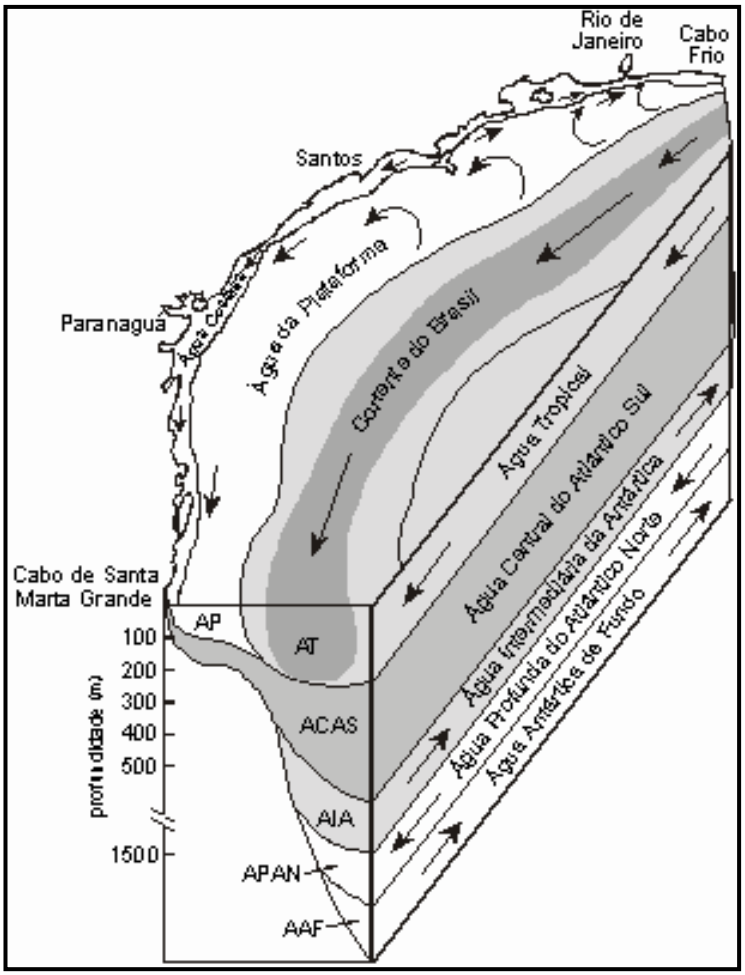


Figura 38. **Estrutura oceanográfica na região sudeste-sul brasileira na época de verão**
Fonte: MATSUURA (1986) (modificado).

De acordo com Campo (1995), na região oceânica próxima à borda da plataforma, a Água Tropical (corrente do Brasil) ocupa os primeiros 200 metros na coluna d'água, com fluxo predominante voltado a sudoeste. Nessa área, a Acas, abaixo da AT, ocupa posição cerca de 750 metros. Abaixo desse nível, a AIA ocorre até os 1.500 metros de profundidade. Sabe-se que essa massa de água, que se forma em águas superficiais da Antártica, flui para o norte ao longo da costa americana, podendo ser detectada a até 25^{o} de latitude norte. Abaixo da AIA, ocorre a Apan, que, conforme seu nome indica, tem sua origem no Atlântico norte. Ainda abaixo dessa massa de água, pode-se detectar a Água Antártica de Fundo (AAF), formada no continente antártico. Essa estrutura oceanográfica ao longo da costa sul-americana, descrita acima, é bem aceita hoje, embora possa haver algumas variações, conforme diferentes autores, quanto aos limites de profundidade das diversas massas d'água, conforme figura 37 e 38.

No Atlântico, a Corrente Sul–Equatorial, que tem movimento anti-horário, ao encontrar o continente sul-americano deflete para o sul sob o nome de Corrente do Brasil,

iniciando a Convergência Subtropical, feição que domina o oceano Atlântico Sul. A Corrente do Brasil chega ao extremo sul do oceano Atlântico, onde é defletida para leste pela Deriva de Corrente para Oeste e segue em direção norte, margeando o continente africano sob o nome de Corrente de Benguela, conforme figura 39.

A movimentação das águas em oceano profundo está associada, sobretudo, pela chamada Circulação Termohalina (temperatura e salinidade). Essa circulação se inicia na superfície das regiões oceânicas das altas latitudes. Quando ocorrem determinadas condições de temperatura e salinidade, produz uma massa d'água de alta densidade, que desce e se espalha a uma velocidade muito lenta abaixo das águas superficiais, podendo permanecer isolada da atmosfera por períodos que variam entre décadas e séculos.

> Em ambos os hemisférios, acima das latitudes 30 a 35º N ou S, as correntes superficiais começam a perder energia térmica através de processos como evaporação, condução e radiação. Em conseqüência, o ar se aquece e as águas superficiais se esfriam. Ao chegar às regiões polares, estas águas já se esfriaram o suficiente para aumentar a sua densidade submergindo até alcançar a profundidade onde estará em equilíbrio. Essas massas de água podem ser traçadas a milhares de quilômetros de sua origem através de suas características iniciais de temperatura e salinidade plotadas em diagramas T-S. Este movimento global da circulação das massas de água, tanto superficial originado pelos ventos quanto, como o termohalino e originado por diferenças de densidade, promove a remoção de claro dos trópicos, atuando como controlador do clima na Terra, através de um movimento convectivo e cíclico iniciado na região equatorial pela ação dos ventos e primeiramente pela energia solar (PATCHINEELAN, 2004, p. 166).

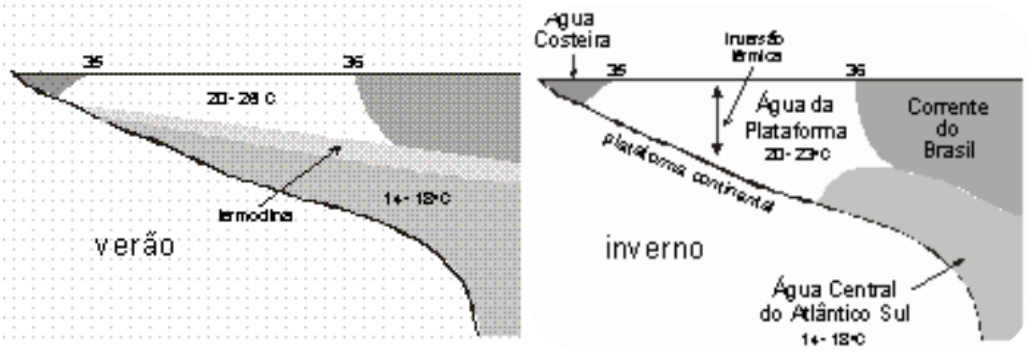


Figura 39. Perfil das massas d'água atuantes na costa brasileira no inverno e no verão
Fonte: MATSUURA (1986).

O domínio inferior sofre, durante o verão, uma estratificação da massa d'água em duas camadas e, no inverno, uma distribuição mais homogênea. No verão, a camada superficial, com profundidades menores que 20 m, é representada pela Água Costeira (AC), que se mistura com a AT, além da isóbata de 50 m. Na camada subsuperficial, ocorre predominância da Acas, que se mistura verticalmente com a AC somente nas proximidades da costa. Já no inverno, a penetração da Acas é pouco acentuada na plataforma continental interna. Em contrapartida à situação de verão, no domínio exterior ocorre intrusão acentuada de AT na camada superficial, e o domínio interior é ocupado, sobretudo pela AC, que interage com a Acas apenas na região limite de ocorrência dessas massas d'água (CASTRO *et al*, 1985).

Essas variações de temperatura, pressão, salinidade resultantes das mudanças climáticas, que interferem diretamente na circulação das águas oceânicas, estão diretamente associadas à gênese das planícies costeiras, que resulta das variações de curto e longo períodos no nível do mar, tratadas no subitem a seguir.

7.3. Variações Relativas do Nível do Mar

Uma análise das variações relativas do nível do mar auxilia na compreensão das mudanças climáticas e morfológicas que ocorrem na área costeira, contribuindo para a verificação das hipóteses levantadas e relacionadas às mudanças pretéritas e atuais em curto, médio e longo prazos na escala humana e geológica.

Assim, as variações relativas do nível do mar são fatos importantes na formação das planícies costeiras, tanto na costa sul-americana, litoral do Brasil, quanto ao longo litoral no estado de São Paulo, e respondem de formas diferenciadas a cada padrão morfológico horizontal na formação da linha de costa.

O comportamento dessas variações ao longo do litoral do Estado foi evidenciado pela presença de terraços marinhos encontrados no sul do estado. O evento transgressivo mais antigo registrado no estado de São Paulo, sobretudo no litoral sul foi o transgressivo cananeiense (SUGUIO & MARTIN, 1978), onde o mar atingiu cerca de 8 + 2m acima do atual. Essa transgressão ocorreu há aproximadamente 123 mil anos A.P.

Outros eventos transgressivos ocorreram no litoral de São Paulo, entretanto destaca-se a Transgressão Santos, que ocorreu há cerca de 17.500 anos A.P. 6.500 a 7.000 anos A.P. De acordo com Suguio (2001), os últimos 6.500 anos dessa transgressão podem

ser conhecidos por meio de várias evidências geológicas, biológicas e pré-históricas na porção central da costa brasileira, onde foram realizadas mais de 700 datações.

As formações desse período constituem terraços de construção marinha situados nas porções externas dos terraços de idade pleistocênica, sendo separados destes por área baixa preenchida por lamas paleolagunares, que são superpostas por depósitos paludiais. Os terraços holocênicos situam-se de 4 a 5 metros acima do nível atual nas porções internas e exibem suave declividade rumo ao oceano, sugerindo que a sua construção processou-se durante o rebaixamento do nível do mar. Na superfície desses terraços ocorrem cristas praiais bem preservadas, em contraste com o que ocorre nos terraços pleistocênicos (MARTIN *et al*, 1980 a, b). As estruturas sedimentares são bem preservadas e representadas por estratificações características de faces praiais.

O termo *nível do mar* será utilizado por nós para designar as variações marinhas que ocorreram e ocorrem ao longo do litoral. Para uma possível correção, utilizamos o termo *variações relativas do nível do mar*, mesmo porque não é nosso objetivo comparar as variações de nível marinho ao longo da costa brasileira tampouco comparar situações extremas de variações de maré.

As variações do nível do mar desde o Ultimo Máximo Glacial (UMG), quando o nível marinho estava muito baixo, sofreu ascensão bastante forte entre as épocas tardiglaciais e pós-glaciais.

De acordo com Fairbridge (1961; 1980), as variações relativas dos níveis dos oceanos estão diretamente associadas às transformações que contribuem para o também chamado nível eustático (*eustatic sea level*), relacionado a três categorias de processos – tectono-eustasia, mudança no volume das bacias oceânicas provocada por movimentos tectônicos; sedimento-eustasia, movimento controlado por adição de sedimentos pelágicos e/ou terrígenos; glácio-eustasia movimento controlado por condições climáticas, com adição ou subtração de água durante os respectivos ciclos interglaciais e glaciais –, e mudanças das condições de temperatura e salinidade (*steric change*), que alteram a massa (expansão ou contração) da água oceânica. A geóide-eustasia, a superfície oceânica ou geoidal não apresenta forma constante, mas varia conforme a distribuição da força gravitacional. As migrações e redistribuições de materiais do manto provocadas por mudanças nas distribuições de sobrecarga sobre a superfície terrestre devidas, por exemplo, às alternâncias de estágios glaciais e interglaciais devem, naturalmente, gerar reflexos na forma geóide, conforme figura 40.

A distribuição desses fenômenos está representada no fluxograma representado na figura 40, a seguir, idealizada por Mörner (1980a), em que se observa melhor a correlação entre os fatores que controlam as variações do nível do mar.

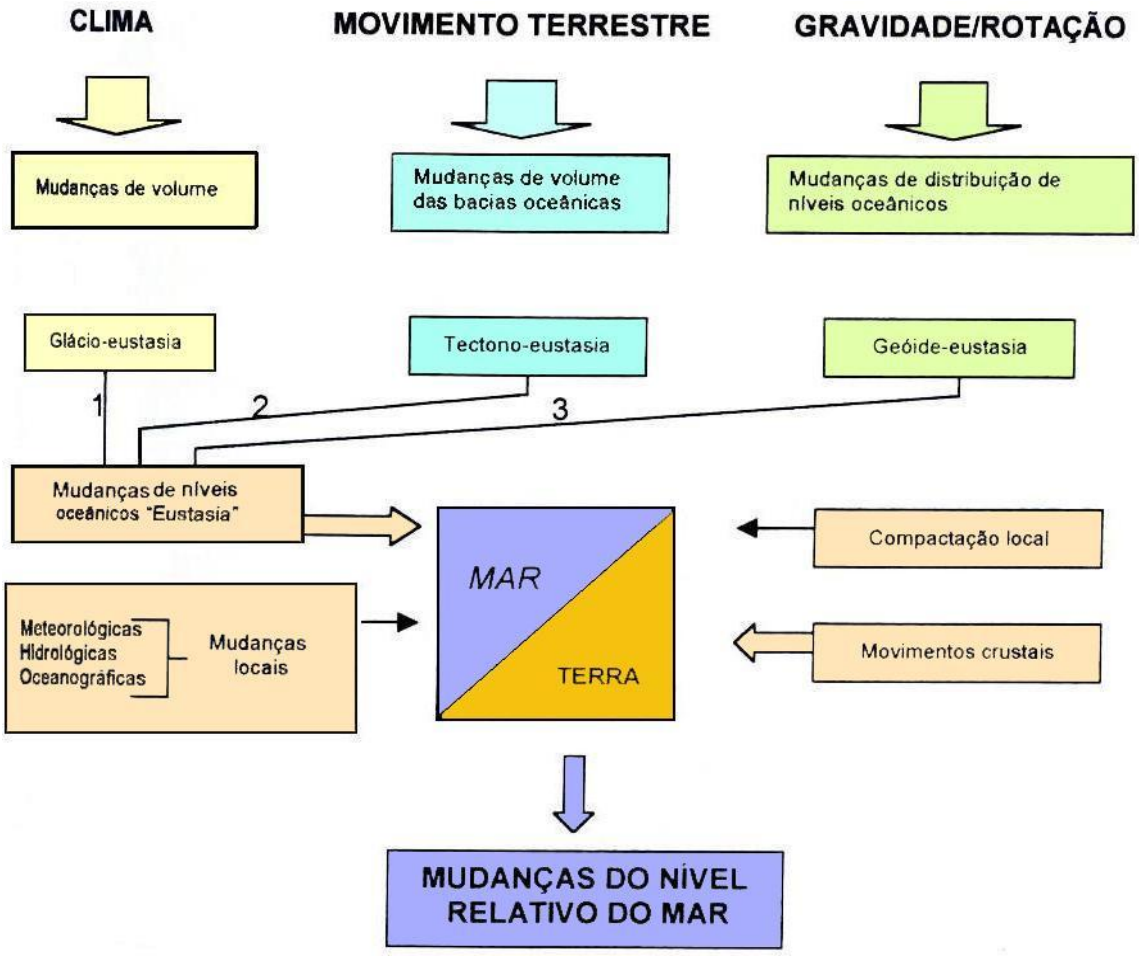


Figura 40. Fatores que influenciam as mudanças relativas do nível do mar
Fonte: MÖRNER (1980a, *apud* SUGUIO 1982).

Fairbridge (op cit) demonstrou que as mudanças do nível do mar tiveram uma repercussão mundial, e originalmente se apontou a eustasia[5] como a causa do fenômeno.

---

[5] Subida e descida universal do nível dos oceanos em função do aquecimento (épocas interglaciais) e resfriamento (épocas glaciais) do clima terrestre, provocando a diminuição (degelo) ou o aumento das geleiras, respectivamente. Nas transições para épocas glaciais, as linhas de costa tornam-se emergentes, o nível base de erosão é rebaixado, provocando um rejuvenescimento generalizado dos processos erosivos; já nos períodos interglaciais ocorre o contrário: formam-se muitos mares interiores, rasos e quentes, além de submersão generalizada de linhas de costa. A causa principal dessas variações está relacionada a ciclos de variação da emissão da energia solar que atinge e aquece a terra. Outras causas, intrínsecas à Terra, afetam também o clima geral, somando-se ou contrapondo-se à principal: dispersão de energia térmica pelas correntes marinhas e aéreas que dependem da extensão dos mares e dos relevos dos continentes; efeito estufa devido ao CO_2 despejado na atmosfera pelo desequilíbrio da fotossíntese em florestas tropicais e, recentemente, pelo homem com indústrias poluentes atuais etc.

Com a introdução da idéia de mudanças na superfície do geóide (geóido-eustasia) por Mörner (1976; 2000), as quais produzem efeitos regionais ou até locais, não foi mais possível definir uma curva eustática geral de flutuação do nível do mar, e sim curvas locais ou regionais.

Diante das discrepâncias encontradas entre as curvas de variações dos níveis marinhos, não se aplica, hoje em dia, dados de níveis relativos provenientes das diferentes regiões em escala mundial, sobretudo representadas como dados pontuais. O correto é representar localmente como forma de variação em curva (SUGUIO, 2001).

É importante salientar que as grandes oscilações do nível do mar ocorreram no Quaternário e exerceram um papel preponderante na evolução das linhas de costa, por vezes deixando à mostra parte das atuais plataformas continentais, ou recobrindo-as parcial ou completamente, de modo a formar as atuais planícies costeiras. A articulação com a plataforma continental já fora feita por diversos pesquisadores, como Swift (1976), Hayes (1975), Wright (1987) e Pilkey *et al* (1993), entre outros, que destacaram a correlação direta entre a praia, a linha de costa, as desembocaduras fluviais e a plataforma continental.

A importância dada à contribuição dos ambientes terrestres na evolução costeira somente se destacou posteriormente. Dessa forma, a escala de tempo passa a ser considerada importante, pela evidência de que os processos costeiros podem variar em escalas de tempo e que ocorrem em grande magnitude temporal, por meio de fatores naturais, climaticamente controlados, assim como aqueles decorrentes de atividade humanas de menor magnitude temporal e espacial.

Durante o Quaternário, o fator principal causador de variações do nível do mar é considerado como a desintegração das geleiras continentais, pelo fenômeno denominado de eustasia.

> As subidas de nível do mar nas fases tardiglaciais e pós-glaciais ocorreram a velocidades que, em termos geológicos, podem ser consideradas espantosas porque, a grosso modo, em 10.000 anos (de 16.000 a 6.000 anos A.P.) o nível do mar subiu mais de 100 m, representando taxa superior a 1cm/ano. Esta ascensão, muito rápida em termos geológicos, afetou tanto as costas em soerguimento como em subsidência, promovendo conspícuas transgressões marinhas e provocando a deposição de sedimentos marinhos (SUGUIO, 2001, p. 25).

Para Ikeda (1964, *apud* Suguio 2001), as fácies sedimentares dos depósitos de sedimentos marinhos podem ser definidas em função da velocidade de ascensão dos níveis

do mar e de soterramento pelos sedimentos supridos. Assim, o autor utiliza Vnm (Velocidade do nível do mar) e Vs (Velocidade da sedimentação) em três situações diferentes, conforme a tabela 11:

Tabela 11. Características dos fácies de sedimentação marinha pela velocidade de deposição

Ocorrência	Tipo de variação marinha	Característica no relevo	Tipo de sedimento predominante
Vnm > Vs	Transgressão marinha	Vales afogados	M – marinho
Vnm =Vs	Estabilidade	Deposição de sedimentos deltaicos ou praiais	M – marinho L – Litorâneo F – Fluvial
Vnm<Vs	Regressão marinha	Avanço da sedimentação fluvial mar adentro	F – Fluvial

Organização: Matos Fierz (2008).
Fonte: IKEDA (1964, *apud* SUGUIO, 2001)

Nos estudos relacionados às variações relativas do nível do mar, é importante levar em consideração fatores como tectonismo, aspectos oceanográficos (correntes, marés), meteorológicos (ventos, pressão atmosférica), terrestres (descarga fluvial) e geofísicos (variações topográficas do geóide causadas pela distribuição de densidades.

Como não existe um único comportamento de nível do mar aplicável a todas as linhas de costa, de cada região do globo, cada país realiza estudos específicos das variações relativas do nível do mar ao longo dos últimos 10 mil anos A.P. Assim, estudos e medições para os últimos 15 mil anos foram relacionados à história da elevação do nível médio do mar (NMRM) global, que está diretamente acoplada às mudanças climáticas globais e, em menor escala, a atividades tectônicas.

No Brasil, as principais referências com relação aos estudos das variações relativas do nível do mar estão relacionadas nos trabalhos de Martin *et al* (1979); Suguio *et al* (1985); Suguio (2001); Angulo & Lessa (1997).

É evidente que, quando se efetuam reconstruções de antigos níveis marinhos, estes se referem às posições relativas e não absolutas (SUGUIO *et al.* 1985). Com base nessas evidências, os testemunhos de um nível do mar mais elevado foram definidos de acordo com medidas locais, tomando como base o nível atual do mar.

As evidências de níveis relativos do mar abaixo do atual na costa brasileira estão localizadas e bem interpretadas na margem continental entre Torres e Chuí (RS). Segundo Suguio (1986), os estudos dessa plataforma continental levaram ao reconhecimento de muitas escarpas, com vertentes acentuadas, que representam posições de estabilização de

antigos níveis do mar. Kowsmann *et al* (1977) e Correa (1996, *apud* Suguio, 1986) propuseram o nível de 120 a 140 metros como o limite de regressão pleistocênica máxima, correspondente ao UMG, há aproximadamente 17.500 anos A.P., quando houve uma rápida ascensão do nível do mar, interrompida por fase de ligeiras estabilizações de curta duração, correspondentes aos níveis atuais de -110 e -60 metros conforme afirma Kowsman *et al* (1977, *apud* Miranda *et al*, 2002).

Dessa forma, destacam-se três fases de reconhecimento da evolução paleogeográfica, apresentada por Correa (1990), que podem ser reconhecidas entre Torres e Chui, durante a última fase transgressiva, ou seja, no Holoceno, conforme figura 41.

- 17.500 a 16.000 anos A.P. – há cerca de 17.500 anos A.P., quando o NMRM achava-se entre 120 e 130 metros abaixo do atual, praticamente toda a plataforma continental estava emersa e submetida a intensa erosão. Essa superfície plana foi dissecada por vales fluviais, que hoje são reconhecidos sobre mapas batimétricos. Os sedimentos depositados ao longo da costa eram constituídos de areia fina da plataforma interna e de lama e areia lamosa da plataforma externa e talude continentais. As areias grossas, representando paleolinhas de costa, foram suprimidas parcialmente pelos rios e também pelo retrabalhamento de sedimentos sotopostos. Nesse intervalo de tempo, a elevação do nível do mar foi rápida, cerca de 2 cm/ano, sendo estabilizada há cerca de 16.000 anos A.P.
- De 16.000 a 11.000 anos A.P. – a velocidade de subida do nível relativo do mar diminuiu de 2 cm/ano para 0,6 cm/ano. Essa fase é representada na sucessão litológica por areias lamosas de ambiente pré-litorâneo, comumente situado na base da seqüência transgressiva, que, por sua vez, localiza-se entre as plataformas continental média e externa, recobrindo a superfície erosiva desenvolvida sobre os depósitos subjacentes. Isso mostra que houve retrabalhamento de sedimentos mais antigos, na plataforma continental interna, durante as estabilizações de período transgressivo. Nessa fase, foram observados escarpas, que provocaram quebras nos declives entre 80 e 90 metros e 60 e 70 metros. Esse último nível corresponderia ao início do Holoceno, quando o clima tornou-se mais ameno e houve aceleração na subida do NMRM.

- De 11.000 a 6.500 ano A.P. – a velocidade de subida do nível do mar passou de cerca de 0,6 cm/ano para 1,6 cm/ano, comportando duas fases de estabilização entre 32 a 45 metros entre 20 e 25 metros. Nessa fase os sedimentos finos que, na época, eram transportados pelas drenagens para a zona litorânea, foram depositados além das zonas mais profundas da plataforma continental.

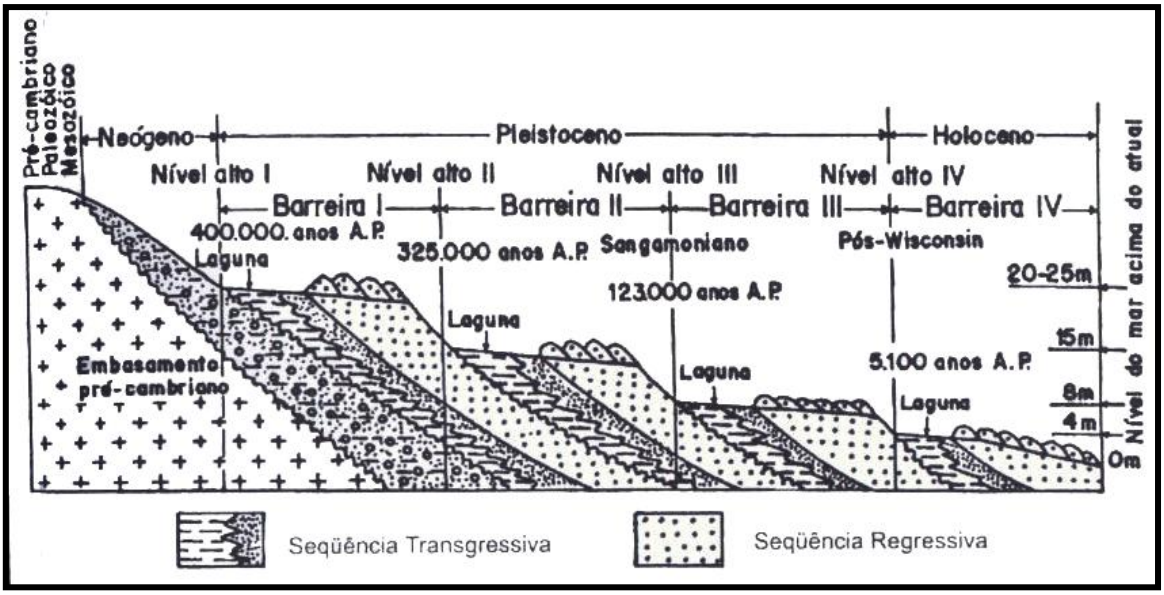


Figura 41. Seqüência de quatro terraços marinhos, constituindo sistemas de ilhas barreiras e lagunas formados sob condições de sistemas marinhos mais altos que o atual

Fonte: SUGUIO (1999).

Martin e Suguio (1978), Bittencourt *et al* (1979, 1982, 1983), Martin *et al*. (1982a, 1982b e1986), Dominguez *et al* (1983, 1986, 1987 e 1994), Suguio *et al* (1985), nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Bahia, Sergipe e Alagoas, ressaltaram a influência das variações relativas do nível do mar, bem como os mecanismos de sedimentação. Esses autores propuseram um modelo básico de evolução paleogeográfica costeira durante o Quaternário.

De acordo com Martin *et al* (1979), e Suguio *et al* (1985), conforme se pode observar nas figuras 42 e 43, o nível do mar apresentou, na maior parte do litoral leste brasileiro, o máximo transgressivo há 5.100 anos A.P., que atingiu uma elevação de 5 m. Outras oscilações ocorreram, mas sempre em níveis menos elevados há 3.600 anos, transgredindo cerca de 3 m, e há 2.500 anos (última transgressão medida), atingindo 2,5m. Foram também registradas as principais regressões há 3.800 e há 2.700 anos A.P.

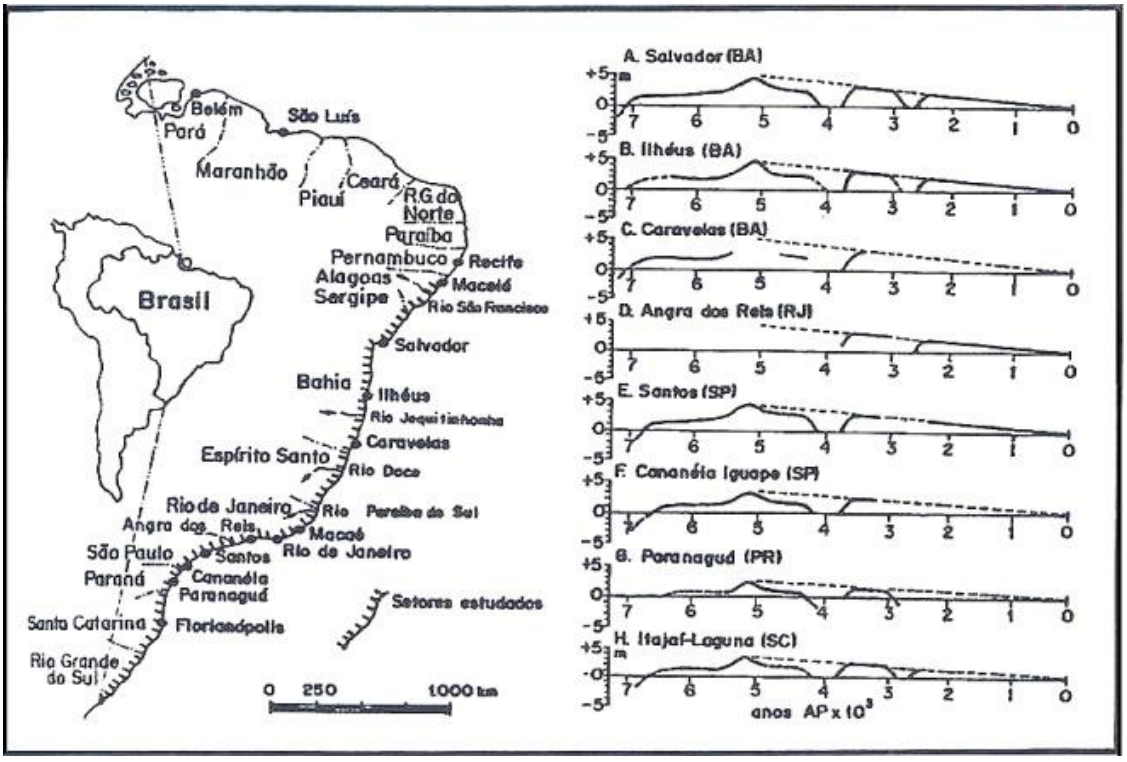


Figura 42. Curvas das variações relativas do nível do mar nos últimos sete mil anos

O Quaternário abrange o período dos últimos 1,8 milhão de anos, constituindo tempo muito breve para que a deriva continental seja considerada como explicação adequada para as sensíveis mudanças nas condições climáticas. O Quaternário é dividido em Pleistoceno, que vai desde o início até há cerca de 10 mil anos BP, e Holoceno, que recobre os últimos 10 mil anos.

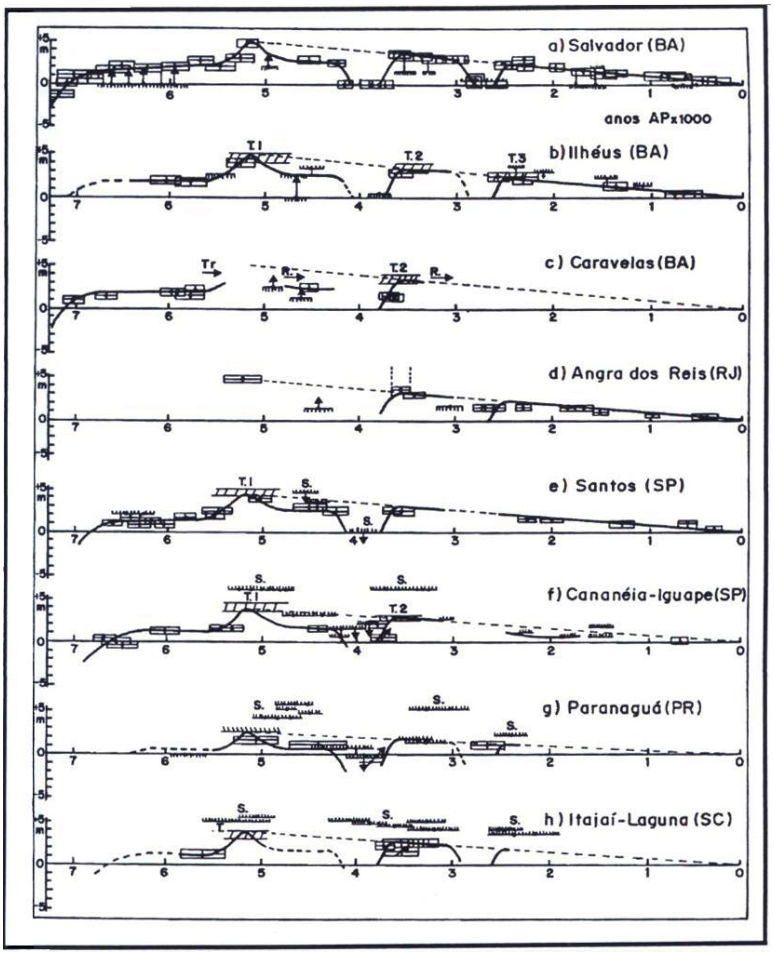


Figura 43. **Em destaque as curvas das variações relativas dos níveis do mar dos últimos 7.000 anos**

7.3.1. As variações do nível do mar e a formação das planícies costeiras

As variações relativas do nível do mar ao longo do Quaternário constituem-se no principal fator a ser considerado na formação das planícies costeiras paulistas.

A formação das planícies costeiras está intimamente ligada ao processo de isolamento e de colmatagem, de braços de mar e de fechamento de antigas lagunas. Esses processos podem ocorrer devido às variações do nível médio relativo do mar, as quais fazem parte de inúmeros acontecimentos, que constituem etapas da formação das baixadas e da retificação litorânea, em trechos em que o litoral é recortado e irregular. "As flutuações do nível relativo do mar, associadas a mudanças paleoclimáticas, foram as principais causas da formação das planícies costeiras do sudeste e sul do Brasil, segundo uma seqüência de camadas estudadas" (SUGUIO & MARTIN, 1987).

As variações do nível marinho durante o Quaternário foram caracterizadas por várias fases transgressivas e regressivas. De acordo com Suguio *et al* (1985), a maior parte

das planícies do litoral paulista é formada por depósitos arenosos originados durante a última fase transgressiva (Holocênica, c. 5.100 anos A.P). Em alguns outros trechos do litoral, também foram identificados depósitos ligados à transgressões mais antigas, como a Transgressão Cananéia do Pleistoceno (120 mil anos A.P.).

> Por ocasião do máximo da Transgressão Cananéia o mar atingia o sopé da Serra do Mar, quando foram depositadas areias transgressivas. Na regressão do nível do mar, essas areias foram mais ou menos erodidas. O mar parece ter praticamente destruído os depósitos arenosos restantes durante a última fase transgressiva. O testemunho de areia pleistocênica encontrado próximo a Bertioga foi preservado da ação erosiva das ondas pela extremidade norte da ilha de Santo Amaro (SUGUIO & MARTIN, 1987, p. 45).

Durante a oscilação holocênica, o mar atingiu novamente o sopé da Serra do Mar, depositando sedimentos arenosos litorâneos. Quando ocorreu uma pequena regressão, aqueles depósitos foram recobertos por cordões litorâneos. No decurso do evento transgressivo holocênico, o mar penetrou nas zonas baixas e depositou argilas ricas em restos orgânicos, destruindo, ao mesmo tempo, uma parte dos depósitos precedentes. Os cordões litorâneos devem ter sido formados durante o retorno do nível marinho para o seu nível atual, alguns morros do litoral devem ter sido unidos ao continente durante a última fase regressiva, conforme afirmam Suguio & Martin (1978).

Com base em evidências sedimentológicas, biológicas e pré-históricas, tem sido possível construir curvas ou esboços de curvas de variações do nível do mar.

Entre os setores que dispõem de curvas de variação do nível relativo do mar no Holoceno, destacam-se o setor situado entre Bertioga e Praia Grande, na região de Santos (São Paulo), trecho de aproximadamente 60 km onde cerca de 30 reconstruções permitiram delinear uma curva bastante completa. Nota-se que, nesse setor, o nível atual foi ultrapassado, pela primeira vez, cerca de 6.800 A.P. Finalmente, os níveis máximos de 5.100 e 3.600 anos A.P. atingiram respectivamente 4,5 e 3 metros acima do nível atual. (Suguio & Martin, 1987), conforme figura 44.

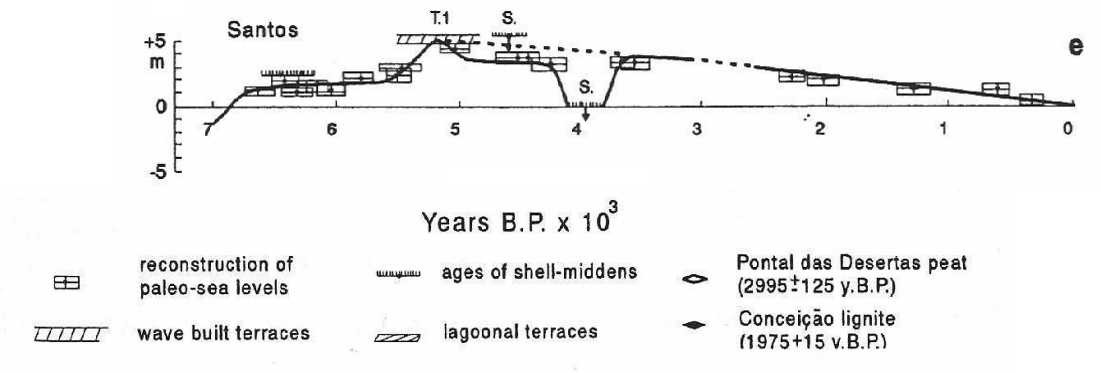


Figura 44. Variações relativa do nível do mar (Santos, SP)
Fonte:Suguio & Martin (1985, *apud* ÂNGULO & LESSA, 1997).

O rebaixamento do mar até seu nível atual e os efeitos da tectônica cenozóica condicionou a erosão regressiva das cabeceiras dos rios serranos sobre o planalto atlântico, assim como o entalhamento dos depósitos mais antigos, estabelecendo-se as planícies de maré e planícies fluviais e aluvionares, bem como as praias, que configuram, atualmente, o compartimento topográfico da Baixada Santista, com seus morros isolados (fig. 45).

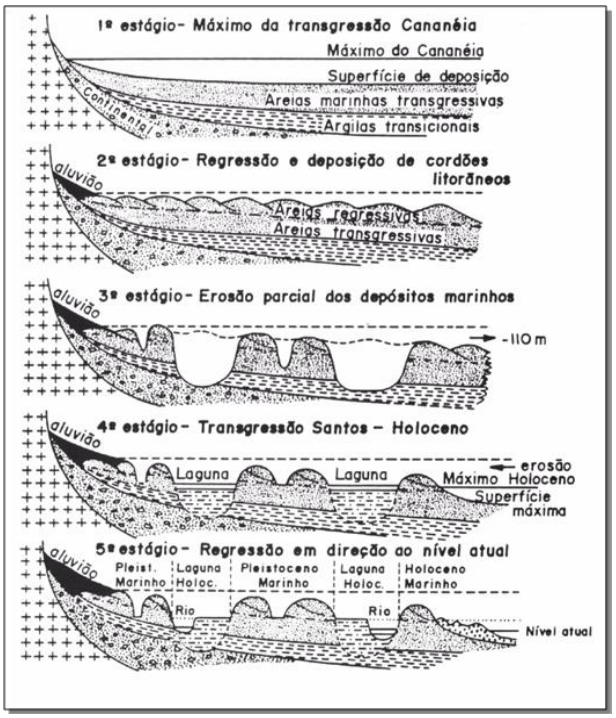


Figura 45. Estágios evolutivos das transgressões e regressões para explicar a origem da planície costeira
Fonte: Suguio & Martin (1978)

Para explicar a formação e configuração geomorfológica das planícies costeiras atuais, julga-se necessária uma retomada histórica dos processos que condicionam e favorecem a construção desses níveis topográficos ao longo do litoral, bem como a

interação dos seus principais elementos constituintes: o solo, o clima, relevo, a vegetação, e a dinâmica praial, condicionada também pela dinâmica atmosférica.

As planícies costeiras do estado de São Paulo foram formadas, sobretudo no período Quaternário, cujo limite inferior tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, embora nenhum acontecimento importante delimite essa transição. Não correspondem, de fato, às glaciações nem mesmo ao aparecimento do homem.

O Quaternário tem sido dividido em Pleistoceno e Holoceno, conforme figura 46.

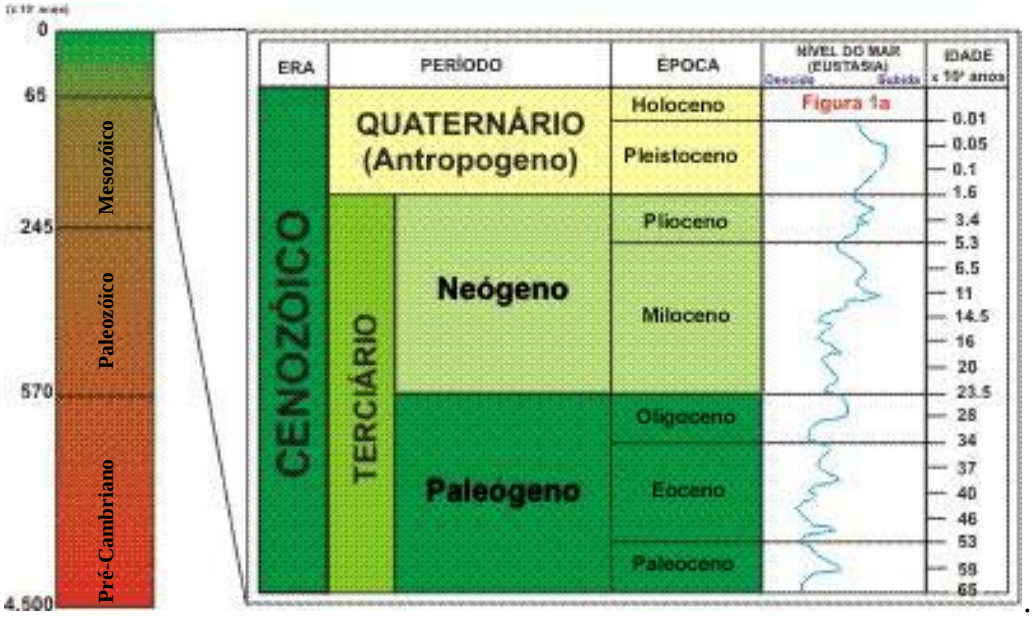


Figura 46. Divisão do período Quaternário da era Cenozóica
Fonte: CPRM (2007).

Uma forma simplificada de explicar o condicionamento da sua evolução é a regra de Brumm, a qual mostra uma condição ideal de subida e descida do nível do mar, num perfil de equilíbrio entre as forças atuantes, que correspondem à intensidade e às variedades iguais, favorecendo ora a erosão ora a deposição de acordo com a descida e subida do nível do mar.

De acordo com Brumm (1962 *apud* Suguio & Martin, 1987), uma vez atingido o perfil de equilíbrio de uma zona litorânea, a elevação subseqüente do nível do mar tenderia a perturbar este equilíbrio, que seria então restaurado mediante a translação desse perfil rumo ao continente (fig. 47). Conseqüentemente, o prisma praial sofre erosão e o material erodido será transportado e depositado na antepraia. Esse fato ocasionará elevação no assoalho da antepraia em magnitude (a1) igual à elevação sofrida pelo nível do mar (a2), de forma a manter constante a espessura da lâmina d'água.

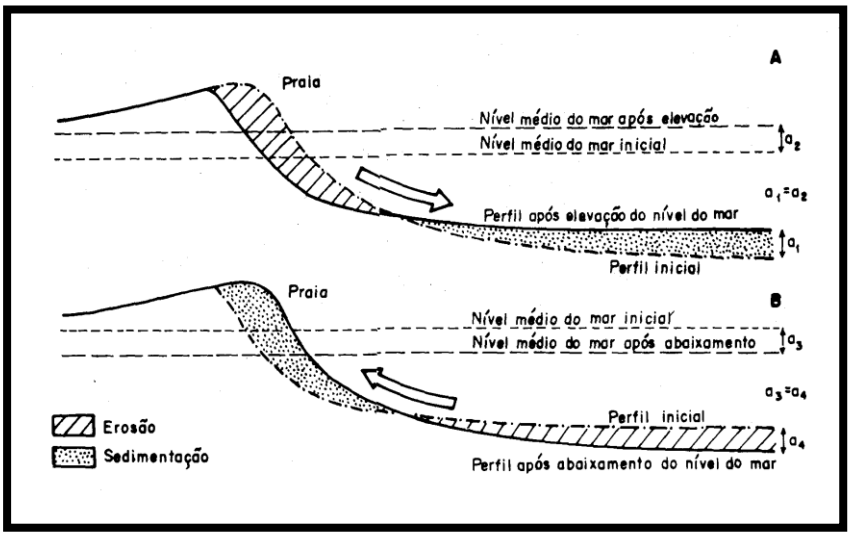


Figura 47. Regra de Bruun
Fonte: Suguio (1987)

Para Suguio *et al* (1987), ainda que a regra de Bruun tenha sido desenvolvida apenas para uma situação de subida de nível do mar, o equilíbrio desfeito na dinâmica de sedimentação litorânea por ocasião da descida deverá ser também restabelecido.

CAPÍTULO 8. CONDICIONANTES E CARACTERÍSTICAS DO MEIO FÍSICO

Este capítulo está diretamente associado ao entendimento dos fatos geomorfológicos importantes ao desenvolvimento desta pesquisa no que diz respeito à dinâmica dos processos que atuam na gênese das áreas de estudo. Trata-se de um conjunto de informações que apresenta as idéias mais relevantes sobre a formação da região costeira de São Paulo, bem como esclarecimentos voltados para os acontecimentos que envolvem o desenvolvimento de uma região complexa do ponto de vista ambiental, fato que muito intriga as pesquisas de cunho experimental em qualquer ramo científico, cujo intuito seja contribuir para o desenvolvimento técnico-científico.

Neste capítulo, contemplam-se as condicionantes do meio físico, do contexto regional ao local e posteriormente aos mapeamentos elaborados nesta pesquisa; por isso, está inserido no capítulo de resultados.

Para a descrição das informações e das características locais, contempla-se aqui a proposta de Ab'Saber (1969), que se inicia com a representação geomorfológica pela compartimentação do relevo, o q favorecendo a representação geral das características do meio físico-biótico das áreas estudadas.

8.1. Compartimentações do Relevo e suas Interações no Litoral

A compartimentação do relevo foi o primeiro aspecto geomorfológico considerado por Ab'Saber (1969), o que mostra a sua importância na hierarquia de distribuição das forma e as especificidades de interação de cada compartimento geomorfológico, seja em escala regional, seja em escala local.

No litoral paulista, o relevo segue um padrão que pode ser compartimentado, *a priori*, considerando a direção continente-mar. Na transição planalto-planície, geralmente se encontra a escarpa da Serra do Mar, ora com transição abrupta, com declividades mais acentuadas, ora festonada, indicando transição mais suave e declividades menos acentuadas. Na seqüência da compartimentação, encontram-se as planícies de transição, as quais apresentam sedimentos marinhos recobertos ou intercalados por sedimentos continentais. Em alguns trechos, localizam-se planícies intertidais, que caracterizam manguezais antigos ou atuais. No compartimento situado nas proximidades da linha de costa, encontram-se as planícies marinhas recentes propriamente ditas. No contato direto

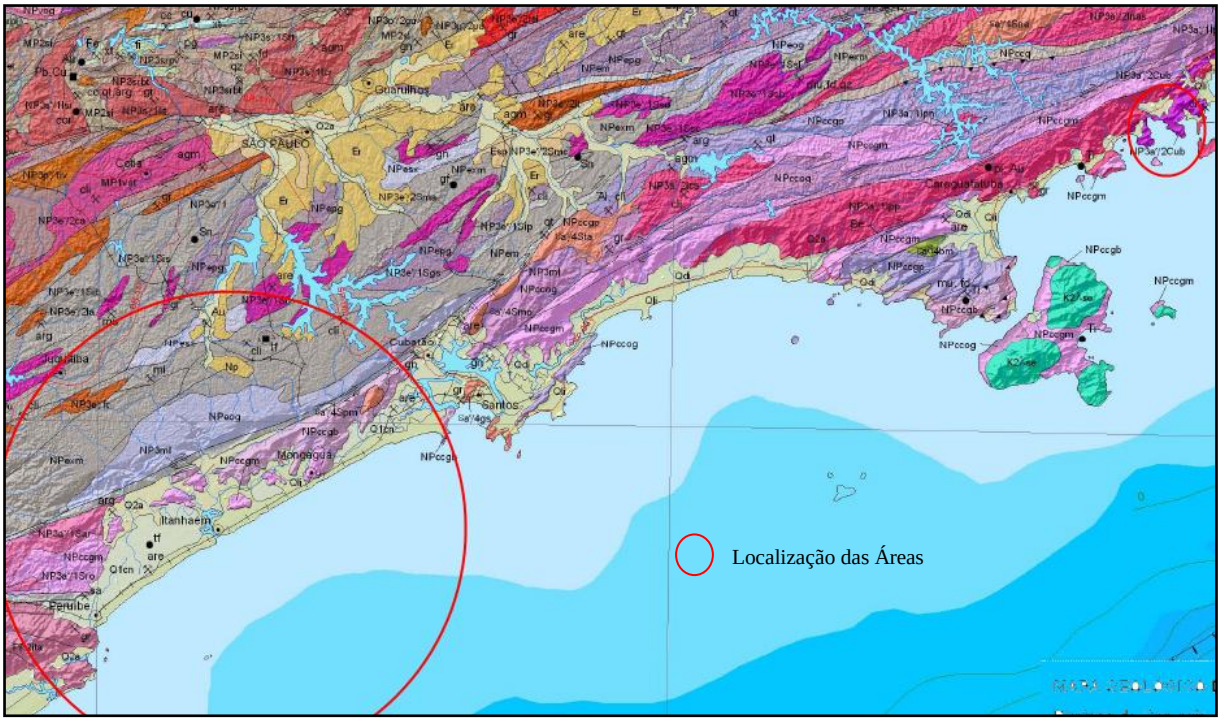
com o mar estão as praias e, logo abaixo da linha d'água, a plataforma continental interna, a plataforma continental externa, o talude e a zona abissal.

8.1.1. Compartimentação geológico-geomorfológica costeira: serra do mar, planície costeira, praia e plataforma continental – gênese e formação

No contexto geológico do litoral do estado de São Paulo, as áreas de estudo podem ser compartimentadas em dois setores, o setor que compreende o embasamento cristalino do complexo costeiro que inclui a Serra do Mar e os morros costeiros, e setor dos depósitos Quaternários, no qual se incluem as planícies costeiras, praias e plataforma continental.

O complexo costeiro é constituído por rochas de várias fases de deformação e ruptura, as quais imprimiram na paisagem uma orientação geral variando de NW para SE, além de metamorfismo de fácies granulito e anfibolito, migmatização e granitização em graus variáveis com extensa faixa de granulitos pertencentes ao grupo Paraíba, de idade proterozóica inferior (ALMEIDA *et al*, 1981). Os níveis crustais mais profundos, alçados por processos tectônicos, encontra-se com mais freqüência no trecho Maranduba-Picinguaba (Ubatuba), em São Sebastião, na Serra de Itatins e Serra Negra. Em Ubatuba, é representado por gnaisses charnockíticos, os quais foram explorados como rocha ornamental (HASUI *et al*, 1994).

Outros conjuntos litológicos de períodos mais recentes são encontrados na região litorânea, formando corpos intrusivos ou coberturas sedimentares. Essas rochas fanerozóicas são representadas sobretudo pelos seguintes tipos litológicos: granitóide em pequenos corpos intrusivos de idade cambro-ordoviciana (570-490 M.a.); rochas intermediárias a ultrabásicas, compostas sobretudo por diabásio e, subordinadamente, por lamprófiros, dioritos pórfiro, andesito pórfiros e outros tipos (CAVALCANTE & KAEFER, 1974).



SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

Qce | Qli | Qdi — Depósitos colúvio-eluvionares, depósitos litoraneos indiferenciados, Cobertura detrítica indiferenciadas

Q1cn — Formação Cananeia, sedimento arenoso fino

Q2a — Depósitos aluvionares, areias, areia quartzosa, cascalheira, silte, argila e, localmente turfa

TERRENO SERRA DO MAR (pré-Cambriano

NP3a'γ3S — **Granitos peraluminosos, tipo S (NP3a'γ3S)**: Suite Serra das Araras: Parati-Mirim **(pm)**

NP3a'γ2S — **Granitos peraluminosos, tipo S (NP3a'γ2S)**: Rio Turvo **(rt)** 579-551 Ma U-Pb[50]

NP3a'γ2I — **Granitos calcialcalinos, tipo I (NP3a'γ2I)**: Cruz do Alto **(ca)**; Natividade da Serra **(nas)** 587 Ma U-Pb[24]

NP3a'γ2C — **Granitos charnockitóides, tipo C (NP3a'γ2C)**: Ubatuba **(ub)**

NP3a'γ1S — **Granitos foliados peraluminosos, tipo S (NP3a'γ1S)**: Areado **(ar)**; Ribeirão do Óleo **(ro)**

NP3a'γ1I — **Granitos foliados calcialcalinos, tipo I (NP3a'γ1I)**: Caçandoca **(ca)**; Ilha Anchieta **(ia)**; Pico do Papagaio **(pp)**; Ponte Nova-Paraibuna **(pn)**

NP3a'γ1 — **Granitos quimicamente indiferenciados (NP3a'γ1)**: São Sebastião **(st)**

COMPLEXO COSTEIRO (pré-Cambriano)

NPccq — **Unidade quartzítica (NPccq)**: quartzito bandado, rocha calcissilicática, granada-sillimanita-biotita-quartzo xisto ou gnaisse; biotita gnaisse tonalito granodiorítico

NPccog — **Unidade ortognáissica (NPccog)**: ortognaisse migmatítico cálcio-alcalino, (hornblenda)-biotita granitóide gnáissico porfiróide e augen gnaisse

NPccgp — **Unidade de gnaisses peraluminosos (NPccgp)**: gnaisse kinzigítico com núcleos antigos como restitos biotíticos, rocha calcissilicática e anfibolito 593-571 Ma U-Pb SHRIMP[12]

NPccgm — **Unidade granito gnáissica migmatítica (NPccgm)**: hornblenda-biotita gnaisse granitóide porfiróide e augen gnaisse 647-578 Ma U-Pb[33]

NPccgb — **Unidade de gnaisses bandados (NPccgb)**: gnaisse migmatito de composição monzogranítica, com bandas quartzo-feldspáticas e máficas 612 Ma U-Pb[33]

Figura 48. Mapa geológico regional 1:750.000
Fonte: CPRM (2005).

Essas rochas formam diques de sills, com direção predominantes NE-SW no litoral norte, em áreas submetidas e distensão do período Jurássico Superior ao Cretáceo inferior (140-110 M.a.), o que corresponde aos derrames basálticos e sills básicos da Bacia do Paraná; rochas alcalinas, presentes em forma de corpos intrusivos nas ilhas de São Sebastião, Monte de Trigo, Vitória e outras localidades, que representam também a fase de distensão na época das intrusões, às quais é atribuída a idades em torno de 78 a 84 M.a (HASUI *et al*, 1994).

8.1.2. Compartimento Serra do Mar

O litoral de São Paulo, particularmente, apresenta-se como um litoral típico de costa passiva, onde se apresentam diversidades de formações geológico-geomorfológicas. Entre as principais formações, destaca-se a Serra do Mar. Nas enseadas e reentrâncias, há a tendência de acúmulo de material sedimentar, formando as planícies marinhas, que terão formas geneticamente elaboradas de acordo com a quantidade de material sedimentar disponível bem como dos processos atuantes na área.

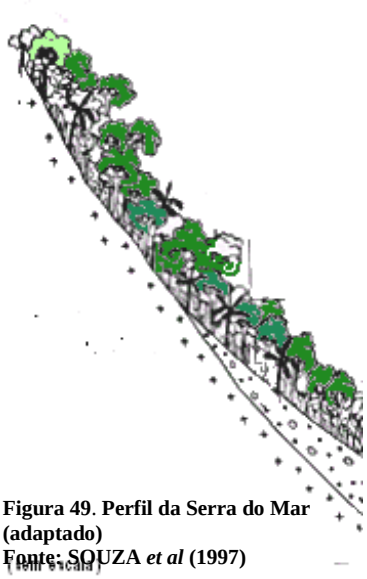


Figura 49. **Perfil da Serra do Mar (adaptado)**
Fonte: SOUZA *et al* (1997)

A Serra do Mar é um dos compartimentos mais significativos do litoral paulista; por suas faces estarem voltadas para o oceano, é considerada como integrada à área costeira, compondo o complexo costeiro regional. A Serra do mar representa as maiores altitudes do litoral e tem papel fundamental na retenção de nuvens de chuva; desse modo, exerce forte influência na dinâmica climática e contribui para a umidade na região. Além disso, sustenta uma das florestas mais importantes do território brasileiro, a floresta atlântica, e influencia na contribuição de sedimentos.

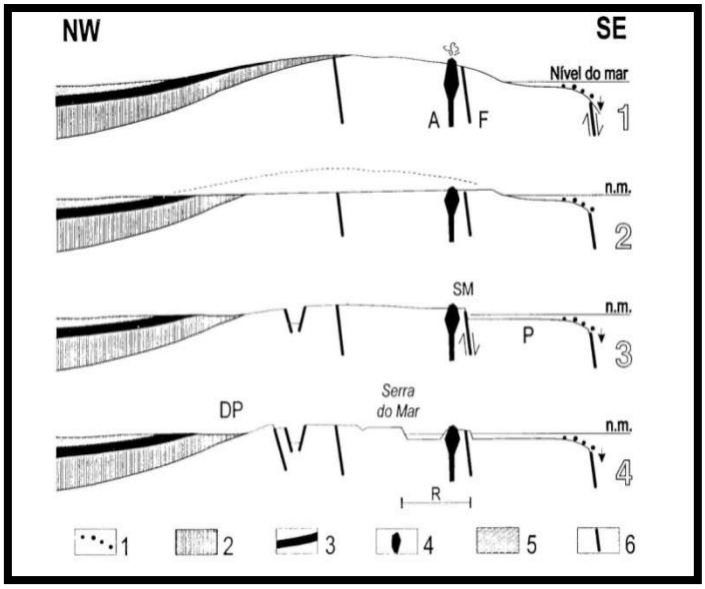
Sem dúvida, a Serra do Mar desponta como a mais imponente formação geomorfológica do litoral paulista. A seguir, faremos uma análise mais detalhada de como se formou a escarpa da Serra do Mar e os paredões rochosos que começaram a se formar no período geológico Permiano, cerca de 225 milhões de anos.

A Serra do Mar, que constitui escarpa erosiva de constituição granito-gnáissica foi formada durante o Cretáceo Superior e é constituída por rochas cristalinas, as quais contribuíram como áreas-fontes primárias para as planícies e podem ser divididas em seis grupos (GIANNINI, 1987; MORAIS *et al*, 1999):

a) rochas de fácies granulito do Arqueano a Proterozóico Inferior (complexo Itatins);
b) rochas do Proterozóico Médio a Superior (complexo gnáissico-migmatítico);
c) rochas ectiníticas do Proterozóico superior (Grupo Açungui);
d) rochas graníticas sin a tardi-tectônicas em relação a orogênese do Proterozóico Superior;
e) rochas cataclásticas cambro-ordovicianas;
f) rochas ultrabásico-cristalinas do Jurássico-Terciário.

> Buscando interpretar-se a origem das feições maiores da Serrania Costeira dentro do emaranhado de fatos ainda não bem conhecidos que ela tem manifestado, parece que se deve considerar como ponto de partida a possibilidade de o Planalto Atlântico paulista ter se estendido outrora muito para sudeste, alcançando área hoje ocupada pela plataforma continental. Falam em favor dessa idéia a natureza granítico-gnáissica da plataforma, que se manifesta nas varias ilhas que dela emergem, assim como os testemunhos de antigas superfícies de aplainamento que nivelam os cimos das serras do Mar e Paranapiacaba. O primitivo divisor das águas da bacia do Paraná com as que buscavam o oceano também deve ter alcançado área correspondente à atual plataforma continental (ALMEIDA, 1974).

A origem de todo o complexo da Serra do Mar foi descrita por Almeida & Carneiro (1998), segundo os quais a Serra do Mar teve origem em um importante evento tectônico iniciado no Paleoceno, que causou a deformação por flexuras e falhamentos da superfície Japi, originando as bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira. Os autores supõem que esse processo também tenha feito surgir a Serra do Mar, na área da atual plataforma continental, por soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do bloco oriental, recoberto posteriormente com sedimentos marinhos cenozóicos. Sugerem que, no decorrer de três a quatro dezenas de milhões de anos, a erosão tenha feito recuar as encostas da Serra até sua posição atual (fig. 50).



1 – Soerguimento Senoniano erodido, causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná. Depósitos da Formação Santos indicados na primeira e do Grupo Bauru na segunda. Vulcanismo alcalino (A); Falha de Santos (F).
2 – Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano.
3 – Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais e começa a se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P).
4 – Recuo erosivo ® da Serra do Mar para sua posição atual. A posição esquemática da Depressão Periférica é indicada (DP). Intrusões alcalinas sustentam ilhas. Convenções: 1. Depósitos da Fm. Santos, 2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3. Formação Serra Geral, 4. Corpos Alcalinos, 5. Grupo Bauru, 6.Falhas.

Figura 50. **Formação da Serra do Mar**
Fonte: ALMEIDA & CARNEIRO (1998).

A análise das estruturas e do relevo evidencia que a Serra do Mar atual resultou de erosão diferencial regressiva, adaptando-se, nesse processo, à extrema diversidade de estruturas geológicas e de resistência diferencial das rochas à erosão, bem como a morfotectônica que se manifestou no Planalto Atlântico durante o Paleógeno e o Mioceno. (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

A Serra do Mar faz a interface litoral-planalto e por isso constitui elemento importante do relevo de transição. As características morfológicas da Serra apresentam, sobretudo, vales bem encaixados e esculturados pelo entalhe da rede de drenagem, cristas alongadas e escarpa estrutural. Ao longo do litoral paulista, a Serra do Mar está moldada de acordo com as reativações tectônicas pretéritas. No litoral norte do estado de São Paulo, a Serra do Mar se encontra bem próxima à linha de costa, atingindo o mar com os promontórios mais alongados do embasamento cristalino. Já no litoral sul, apresenta-se mais afastada da linha de costa, moldada por extensas planícies costeiras. Constitui um complexo serrano formado de rochas pré-cambrianas. Suas altitudes variam de 100 metros na interface com a planície costeira, menor altitude, até 1.100 metros já na área do planalto paulistano.

Ao longo de todo o litoral paulista, o embasamento cristalino da Serra do Mar é composto predominantemente por rochas de médio e alto graus metamórficos (gnaisses, migmatitos). Essas rochas foram geradas por refusão da crosta inferior durante um período de grande atividade tectônica, denominado Ciclo Brasiliano. São rochas formadas em grandes profundidades, apresentando transformação total ou parcial da rocha pré-

encaixante, acompanhados de longos processos esculturais/denudacionais, que afloraram na superfície. Apresentam falhamentos importantes no sentido NE-SW datados do Cretáceo, que deram origem às escarpas atuais, cujo modelado resulta ainda de transformações posteriores, sobretudo, por ação do intemperismo.

Segundo Fúlfaro & Suguio (1980), a Serra do Mar foi formada durante o Cretáceo Superior, talvez entre o Senoniano (Cretáceo) e o Paleoceno (Terciário), quando ela emergiu em sítio adjacente à Falha de Santos, hoje submersa a 40 km da linha costeira, tendo recuado até a posição atual por erosão.

Para Almeida (1964), a litologia da Serra do Mar, também chamada serrania costeira, é constituída sobretudo por rochas gnáissicas, que no interior da serra cedem lugar a xistos quartzitos, mármores, metaconglomerados, metabasitos e outras rochas da série São Roque, além de numerosos corpos de granitos e granodioritos, tectonizados ou não. Esse complexo metassedimentar mostra-se atravessado de diques de diabásio e andesito, também identificados na subzona da Serra do Mar e na Ilha de São Sebastião.

Trata-se de relevo de denudação com grande desnível altimétrico e paredões inclinados abruptamente no sentido do planalto para planície. “As escarpas da Serra do Mar ocorrem sempre em forma de rebordos do Planalto Atlântico, olhando-as de frente e ao longe, de Bertioga e Piçinguaba, dão a impressão de grandes muralhas maciças, recortadas profundamente pelos canais de drenagem” (CRUZ, 1974). Apresenta áreas de exposição de rocha granítica nas altas vertentes, com algumas cicatrizes de escorregamentos, possui formas convexas, cristas angulosas e formações coluvionares. O limite entre a escarpa e o planalto é estabelecido de forma brusca, com existência ou não de cornijas rochosas.

Em Radambrasil (1983), os escarpamentos da Serra do Mar são relacionados a uma faixa de dobramentos remobilizados com dissecação marcada pela drenagem e por controle estrutural com direção NE–SW a ENE-SSW, assim como afirmaram Almeida (1983, 1986), Ab’Saber (1985), Cruz (1986). O controle estrutural é nítido sobre a morfologia atual e evidenciado pelas extensas escarpas e relevos alinhados, que coincidem com os dobramentos originais e/ou falhamentos recentes. A resistência das rochas reflete-se nas formas de dissecação ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas zonas diaclasadas e fraturadas.

A área da Serra do Mar foi também estudada e analisada por Cruz (1986), que divide a área da escarpa em dois subcompartimentos:

a) altas-médias vertentes; e

b) médias-baixas vertentes.

Nas altas-médias vertentes, seus recuos pela atuação geomorfogênica são guiados sobretudo pela natureza das rochas, mais profundamente intemperizadas nos seus contatos e nas zonas de manifestações tectônicas. Isso faz interiorizar as bacias de captação ou recepção e criam, nos altos da serra, amplos anfiteatros com vertentes retilíneas íngremes, solos pouco desenvolvidos e grandes paredões com afloramentos rochosos. Desenvolve-se aí uma densa rede de canais pluviais sob nichos de nascentes, que juntam-se às atuais subsuperficiais abaixo da serrapilheira ou da camada húmica dos solos rasos, tendencialmente arenosos, e aos afloramentos dos lençóis freáticos.

Nas vertentes retilíneas, as muitas corredeiras e cachoeiras são quebradas freqüentemente por rupturas de declives em rampas, de modo que colos e escorregamentos de solos tipo latossólicos podem se desenvolver. Os interflúvios dos esporões descem íngremes, escalonados em rampas e patamares e em topos de cristas abruptas ou levemente convexizadas.

Nas médias-baixas vertentes, os topos tendem à mamelonização; soleiras rochosas com corredeiras fecham os vales em alvéolos e pequenas planícies alveolares, quase sempre entulhados de colúvio e de taludes de detritos provenientes de materiais de escorregamentos anteriores. As rampas de desgaste, ajudando o fechamento dos vales, são áreas de passagem e concentração de drenagem e materiais de escorregamento, antes de se expandirem em leques coluviais e taludes de detritos ao chegar à planície. Os alvéolos tornam-se cada vez maiores a jusante quanto mais desenvolvidos os recuos de suas vertentes, até coalescentes, se abrirem nas planícies costeiras.

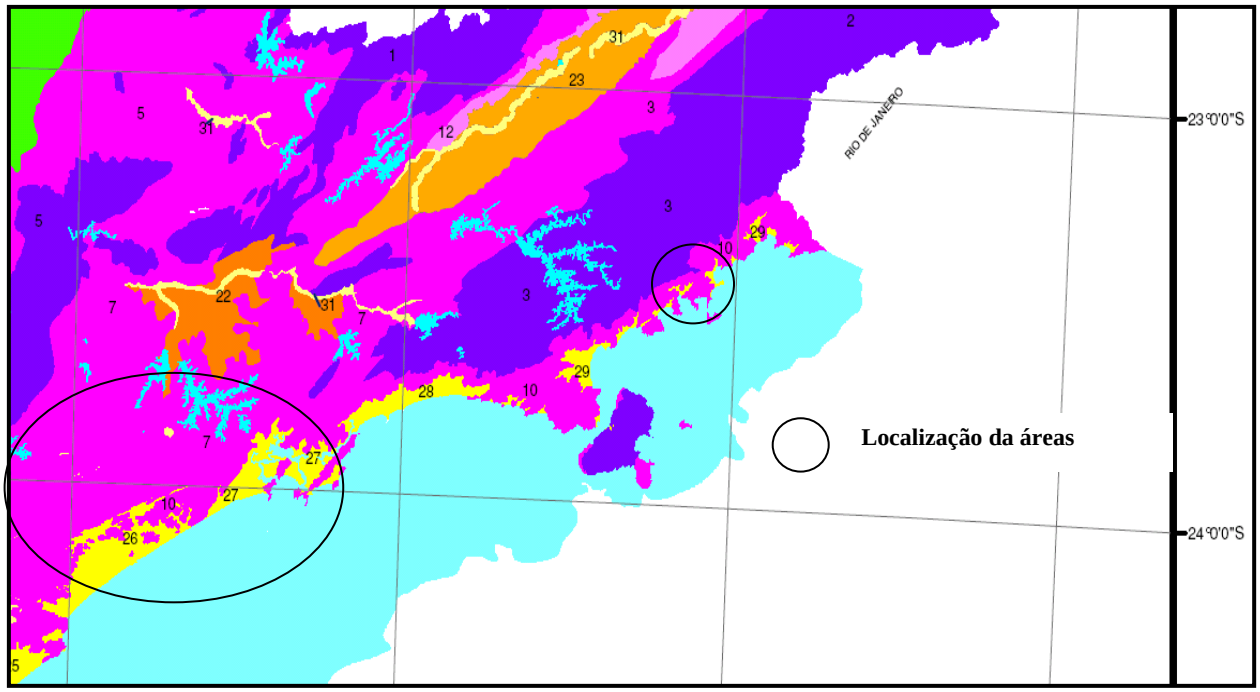
A escarpa da Serra do Mar, que bloqueia em parte a transgressão das massas de ar úmidas, resultando em precipitações, é coberta por uma floresta perenifólia, também denominada floresta atlântica ou mata atlântica, que apresenta grande exuberância em espécies vegetais resultante dessa alta umidade, que proporciona ainda processos de meteorização química. A vegetação, por vez impede, que o solo seja totalmente carregado após sucessivas fases de intemperismo químico. Entretanto, nas vertentes mais inclinadas ou retilíneas, ocorrem, com freqüência, escorregamentos que nem mesmo a vegetação é capaz de deter por causa da grande declividade do terreno em alguns trechos e da força da gravidade.

Cruz (1986) definiu que a Serra do Mar voltada para o mar, apresenta-se entalhada em terrenos do embasamento pré-cambriano, estruturalmente influenciados por contatos litológicos diferenciados e por acidentes de origem tectônica. A autora define a Serra do Mar como um compartimento geotopomorfológico distinto, formado por conjuntos de vertentes escarpadas que separam o planalto, drenado pelas bacias fluviais, das planícies, denominadas por Silveira (1952) de baixadas quentes e úmidas, as quais são entremeadas por maciços e morros isolados costeiros e drenadas pelos curtos rios encachoeirados ao descerem as escarpas para o Atlântico.

De acordo com (SUMMERFIELD, 1981), as principais feições de relevo em regiões intraplaca são de grandes soerguimentos e escarpamentos, voltados sobretudo para o oceano, o que evidencia o processo contínuo (em pulsos) dos arqueamentos marginais, a exemplo da Serra do Mar. No que se refere à evolução das formas menores, no Brasil, elas têm sido comumente interpretadas como decorrentes de reafeiçoamentos, preferencialmente morfoclimáticos.

Segundo Ross (1990) e Ross e Moroz (1997), a Serra do Mar faz parte do chamado Cinturão Orogênico do Atlântico, cuja gênese vincula-se a vários ciclos de dobramentos acompanhados de metamorfismos regionais, falhamentos e extensas intrusões. As diversas fases orogenéticas do Pré-Cambriano foram sucedidas por ciclos de erosão. O processo epirogenético Pós-Cretáceo, que perdurou pelo menos até o Terciário Médio, gerou o soerguimento da Plataforma Sul-Americana, reativou falhamentos antigos e produziu escarpas acentuadas, como as da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, e fossas tectônicas, como as do Médio Vale do Paraíba do Sul, conforme figura 51.

O relevo da Serra do Mar consiste em uma faixa de encostas com vertentes abruptas que margeiam o Planalto Atlântico desde a região do Planalto da Bocaina, na divisa com o estado do Rio de Janeiro, até a região do Ribeira de Iguape. Nessa unidade, predominam formas de relevo denudacionais cujo modelado constitui-se basicamente em escarpas e cristas com topos aguçados e topos convexos, com entalhamento dos vales variando entre 80 a mais de 160 metros e dimensão interfluvial entre menos de 250 até 3.750 metros. As declividades no trecho da escarpa da Serra do Mar variam de 40 a 60% (ROSS & MOROZ, 1997).



Unidade Morfoestrutural	Unidade Morfoescultural		
	Planalto Atlântico		
Cinturão Orogênico do Atlântico		Altitude predominante acima de 900 m	1- Planalto e Serra da Mantiqueira
			2- Planalto e Serra da Bocaína
			3- Planalto de Paraitinga e Paraibuna
			4- Planalto de Ibiúna/ São Roque
			5- Planalto de Jundiaí
		Altitude predominante 800 - 900 m	6- Planalto de Serra Negra/ Lindóia
			7- Planalto Paulistano/ Alto Tietê
			8- Planalto do Alto Rio Grande
			9- Planalto do Ribeira/ Turvo
		Altitude predominante 700 - 800 m	10- Escarpa/ Serra do Mar e Morros Litorâneos
			11- Planalto de Guapiara
			12- Planalto do Médio Vale do Paraíba
Bacia Sedimentar do Paraná	Planalto Ocidental Paulista		
		Altitude predominante 300 - 600 m	13- Planalto Centro Ocidental
			14- Planalto em Patamares Estruturais de Ribeirão Preto
			15- Planaltos Residuais de Franca/ Batatais
		Altitude predominante 500 - 1000 m	16- Planalto Residual de São Carlos
			17- Planalto Residual de Botucatu
			18- Planalto Residual de Marília
	Depressão Periférica Paulista		
	19- Depressão Moji-Guaçu		
	20- Depressão Médio Tietê		
	21- Depressão Paranapanema		
Bacias Sedimentares Cenozóicas/ Depressões Tectônicas	Planalto de São Paulo		
	Depressão do Médio Paraíba		
	Depressão do Baixo Ribeira		
	Planícies Litorâneas		
	Planícies Fluviais		
Represas			

Figura 51. Mapa geomorfológico regional do estado de São Paulo.
Fonte: Ross & Moroz (1997).

Com o recuo erosivo das encostas das serra para oeste, estas vieram seccionando superfícies de erosão do planalto, que determinam freqüentemente o subnivelamento de seus cimos. Rios do planalto foram decapitados, como no recuo da Serra do Cubatão (SP) e como o Ribeirão das Lajes a (RJ), ou ainda a drenagem que se faz do planalto para o mar foi seccionada, como a dos rios Itatins (SP) e cabeceiras do rio Itapanhaú, em Bertioga (SP).

O recuo das escarpas entalhando superfícies de erosão neogênicas criou condições favoráveis a represamentos no planalto próximos à borda da serra e à instalação de usinas hidrelétricas em seu sopé. Tais são as de Cubatão (SP), Itatinga (SP) e Ribeirão das Lajes (RJ) (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

Para Almeida e Carneiro (1998), há trechos em que a Serra do Mar vem seccionando superfícies de erosão neogênicas cuja drenagem provinha originalmente das áreas do Planalto Atlântico, hoje já desaparecidas, com o recuo erosivo da serra. Um claro exemplo parece situar-se na borda do planalto a norte de Bertioga (SP), o rio Itatinga, afluente do rio Itapanhaú. Sua bacia vem se expandindo no planalto, destruindo a superfície erodida do Alto Tietê, sustentado por migmatitos, com pequenos corpos isolados de granitos. O rio Itatinga foi interceptado pelo recuo da Serra do Mar, precipitando em canyon para a planície costeira e desaguando no rio Itapanhaú. Esse declive, de quase 700 metros, foi aproveitado para a construção da usina hidrelétrica de Itatinga.

A Serra do Mar apresenta grande descarga erosiva; entretanto, destaca Almeida (1974), a construção granito-gnáissica deve todo esse frontão serrano aos aspectos que bem o distinguem do restante da zona, sobretudo no trecho entre as serras de Juqueriquerê e Parati, onde as escarpas se avizinham ao mar. Apresentam-se ali, com escarpas jovens, com perfis mais ou menos retilíneos e de grandes declives, sendo sulcadas por numerosas ravinas e torrentes que as dividem em espigões que adentram ao mar, em forma de promontórios. Em alguns trechos, formam-se cristas paralelas à linha de costa, uma das quais chega ao mar em Mongaguá.

As planícies costeiras são formadas nas reentrâncias do embasamento cristalino. Essas reentrâncias são preenchidas por sedimentos de origem continental retrabalhados e depositados pelas correntes.

As características geológicas das três áreas constituem formações diferenciadas do ponto de vista do embasamento cristalino e dos depósitos sedimentares das planícies costeiras.

As áreas do Guaraú e da enseada da Baixada Santista são circundadas por rochas do complexo cristalino que sustentam os compartimentos mais elevados do relevo da região, a Serra do Mar, morros altos, morros alongados e morros baixos, os quais constituem áreas-fonte para a formação das planícies costeiras.

A Serra do Itatins é constituída pelas rochas da fácies granulito, que compõem uma dorsal de direção E-W, representada na região pela serras subsidiárias do Peruíbe e Guaraú. O limite norte da dorsal, com rochas gnáissico-migmatíticas ou com sedimentos quaternários, é bastante retilíneo, o que reflete sua natureza de zona de catáclase associada à falha de Itariri (GIANINI, 1987).

Na região de Ubatuba, a Suíte Granítica Indiferenciada é constituída por corpos localizados. São maciços de natureza polidiapírica, cujas diferentes fases intrusivas exibem feições complexas entre si, que geram diversos tipos petrográficos e texturais associados (porfiróides, iniquigranulares, anatexíticos). Sua composição, geralmente, varia de diorítica com origem catazonal e metazonal (ALMEIDA *et al*, 1981)

A variação morfológica está associada ao forte controle tectônico, visto que a falha de Camburu, que se estende da planície de Boracéia até a de Caraguatatuba, estabelece a separação entre um litoral de extensas planícies e um litoral em que predomam promontórios rochosos, pequenas planícies e praias de bolso.

De acordo com Suguio & Martin (1978) a enseada da Fortaleza está inserida na unidade Ilha de São Sebastião-Serra do Parati, área norte do litoral dividida em duas unidades pelos autores. Essa unidade foi classificada como do tipo Boiçucanga, onde os sedimentos marinhos entram diretamente em contato com os sedimentos continentais do sopé da Serra do Mar em algumas das pequenas enseadas.

Os aspectos geomorfológicos da enseada da Fortaleza podem ser caracterizados, em princípio, pelas formações das escarpas cristalinas, como definiu Silveira (1954) em sua classificação do litoral brasileiro baseada nas características fisiográficas.

O embasamento cristalino neste setor do litoral se apresenta quase continuamente em contato com o mar, havendo apenas pequenas baías (SUGUIO & MARTIN, 1978ab)

Segundo Valentin (1952, *apud* SUGUIO & MARTIN, 1987), essa região pode ser classificada como “costa em avanço”, associada a processos de emersão e/ou deposição, considerando-se a evolução a partir de sete mil anos A. P.

8.1.3. Compartimento planície costeira

A planície costeira é formada por depósitos de sedimentos advindos da plataforma continental ou diretamente do continente. De maneira geral, esse material é depositado pelas correntes de deriva litorânea atuantes na linha de costa e das subidas e descidas do nível do mar. Assim, as características de cada planície depende da época em foi construída e das variações do nível do mar que ocorreram no período.

Figura 52. Perfil da planície costeira (adaptado)
Fonte: SOUZA *et al* (1997).

De acordo com Almeida *et al*., 1992, nas planícies ocorre uma interação de processos e ambientes de deposição diferenciados, nos quais atuam diversos fatores geomorfológicos, litológicos, tectônicos e sedimentares. Nesses ambientes, a evolução do relevo é condicionada pelo avanço em direção ao planalto das cabeceiras de drenagem, que encontram, nesse percurso, resistências diferenciadas em função dos tipos litológicos e das estruturas presentes. Dessa forma, onde ocorrem rochas mais suscetíveis ao intemperismo, o alargamento e a incisão da rede de drenagem se mostram mais pronunciados, variando de acordo com o clima dominante em cada época. Além disso, a presença de estruturas paralelas à borda do planalto permite um acentuado alargamento dos vales.

As planícies costeiras foram definidas por Ross & Moroz (1997) como planícies litorâneas pertencentes à unidade morfoestrutural das bacias sedimentares cenozóicas, classificadas como morfoescultura de acumulação marinha (Apm), conforme se pode observar no mapa geomorfológico do estado de São Paulo.

Evidências históricas, tais como a datação de materiais biogênicos, comprovam a época de formação das planícies costeiras. Dessa forma, alguns autores, em estudos realizados ao longo das planícies costeiras, elaboraram classificações de períodos de formação das planícies e chegaram à conclusão de que as transgressões e regressões podem ser definidas por dois períodos principais, denominados de Formação Cananéia e Formação Santos.

Segundo Tessler (1988), a denominação Formação Cananéia foi inicialmente atribuída a Suguio e Petri (1973). Esses autores, por meio de estudos realizados em

seqüências de deposição das camadas de sedimentação ao longo das planícies costeiras do estado de São Paulo, consideraram representativos de evento regressivo somente os sedimentos arenosos finos, bem selecionados e muito friáveis, e de larga distribuição regional. Esses autores, posteriormente, em 1978, teriam ampliado o entendimento desse evento transgressivo/regressivo também às seqüências depositadas durante a transgressão correspondente ao evento regressivo, de modo a redefinir o conceito de Formação Cananéia. Essa denominação passou a envolver todo o pacote de sedimentos transgressivos/regressivo de idade pleistocênica superior, localizados nas planícies costeiras do estado de São Paulo. Até os dias atuais, denomina-se essa planície de Formação Cananéia.

Tais definições foram realizadas por meio de estratigrafia dos depósitos cenozóicos anterores ao Holoceno na planície de Peruíbe-Itanhaém e é conhecida indiretamente, por meio de sondagens efetuadas na região lagunar de Cananéia-Iguape, situada a sul. Com base em análises de foraminíferos, diatomáceas e granulometria, Petri & Suguio (1973) distinguiram, da base para o topo do pacote sedimentar perfurado, estas quatro sequências:

a) areias e areias conglomeráticas continentais;
b) sedimentos silto-argilosos de ambiente de águas predominantemente salobras;
c) siltitos arenosos de ambiente marinho;
d) areia fina inconsolidada ou cimentada por material ferruginoso e denominada Formação Cananéia.

Fúlfaro *et al* (1974) correlacionam a formação das planícies costeiras a um domínio de fortes linhas estruturais, tais como a Falha de Cubatão, Itatins, e o alinhamento estrutural do Paranapanema, sendo que uma ampla erosão fluvial durante o Cenozóico, condicionada a esses alinhamentos estruturais, propiciou a formação de largos anfiteatros, atualmente ocupados pelas planícies costeiras.

A Transgressão Santos, correlacionada ao último evento dessa natureza no Quaternário, segundo Suguio & Kutner (1974) e Suguio *et al* (1976), com base em análises de diatomáceas, foramiríferos e granulometria, apresenta as seguintes características:

a) areia branca fina a média e argila orgânica com restos de conchas e estrutura laminar, depositados sob condições tipicamente marinhas;

b) argila variegada e areia fina com lâminas de argila orgânica e restos de conchas, correlacionada a fase de transição de ambiente;

c) areia fina bege ou cinza com pouco ou nenhum material síltico-argiloso, formada sob condições costeiras praiais ou fluviais, com valores de energia e viscosidade moderados.

De acordo com Suguio & Martin (1978), os sedimentos correspondentes a Formação Santos, que ocorrem em terraços mais baixos que os da Formação Cananéia, teriam sido depositados aproximadamente na elevação máxima da Transgressão Santos, ocorrida há cerca de 5.100 anos A.P. Esses sedimentos são representados por depósitos arenosos litorâneos e cordões regressivos dispostos sobre depósitos lagunares, representantes dos primeiros depósitos formados no início da subida do mar ou, em alguns casos, sobre o embasamento cristalino.

Conforme explica Tessler (1988), as areias marinhas em forma de terraço que raramente ultrapassam os 3 metros de altitude, foram denominadas por Suguio & Martin (1978a) como Transgressão Santos, de idade holocênica. Esses depósitos apresentam em sua superfície cristas praiais, regressivas, chamados por nós de cordões litorâneos, formando uma faixa quase contínua entre o oceano e a Formação Cananéia.

As planícies foram sendo formadas pela variação relativa do nível do mar, formando ora terraços, ora cordões litorâneos, sobretudo nas fases de regressão marinha, conforme figuras 53 e 54.

As formas, em primeiro lugar, se destacam e são resultantes de fenômenos que provocaram a alteração de estruturas existentes e o surgimento de novas formações. Essas estruturas se constituem no arcabouço litológico que sustenta o relevo em qualquer local. Os processos, por sua vez, são também elementos que constituem a gênese modificadora das estruturas e da paisagem, dentro da qual estão as formas do relevo terrestre. Diante das pesquisas sobre relevos diversos que se propõem atualmente a realizar, entende-se que a zona costeira constitui o relevo em que os processos de transformação atuam em três frentes naturais atuantes – a atmosférica, a marinha e a continental –; um quarto fenômeno seria a atuação antrópica.

A formação das planícies costeiras está relacionada, de acordo com Suguio & Martin (1978; 1990), com as fontes de areia, as correntes de deriva litorânea, as armadilhas de retenção dos sedimentos e as variações relativas do nível do mar ao longo do Quaternário.

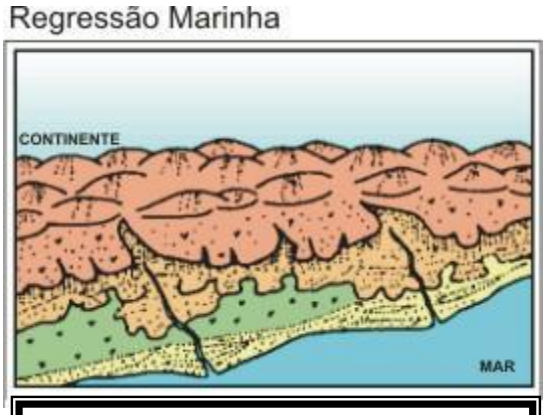


Figura 54. Esquema ilustrativo de uma situação de construção de planícies costeiras, em momento de regressão marinha

Fonte: SUGUIO (1999) (modificado).

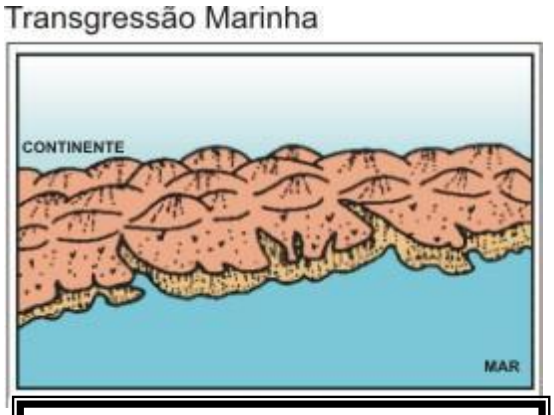


Figura 53. Esquema ilustrativo de uma Situação de transgressão marinha.

Fonte: SUGUIO (1999) (modificado)

A cobertura sedimentar que compõe uma planície costeira é composta por areias marinhas ou fluviais, argilas e sedimentos orgânicos. Essas areias marinhas são originadas das rochas metamórficas (gnaisses e migmatitos) e das rochas ígneas (granitos e granitóides) do embasamento cristalino, as quais vêm, aos poucos, desagregando-se por meio dos choques contínuos das ondas, dos intemperismo químico e da ação abrasiva da água e do vento, ao longo de milhões de anos. A areia resultante dessa desagregação, composta basicamente de quartzo e micas é transportada pelos rios ao oceano e, posteriormente, pelas correntes de deriva litorânea e depositada na costa, dando origem às praias.

As fontes de areia[6] para formação das planícies costeiras podem estar relacionadas, de maneira geral, no Brasil, às escarpas arenosas da Formação Barreiras, dos rios que provêm do interior e desembocam no oceano, às escarpas cristalinas da Serra do Mar e às areias reliquiares que recobrem a plataforma continental interna.

Outros fatores importantes na formação das planícies costeiras são as correntes de deriva litorânea, *longshore currents*, que são correntes aproximadamente paralelas à costa,

6 As areias de uma única fonte podem predominar na composição das cristas praias das planícies costeiras Porém, na maioria dos casos, elas devem resultar da mistura de sedimentos arenosos provenientes de várias fontes. No litoral sudeste, do sul do Rio de Janeiro até parte do litoral meridional, as escarpas cristalinas da Serra do Mar chegam até a costa e certamente devem contribuir com sedimentos arenosos. Esse fato deve ser particularmente acentuado, no litoral norte do estado de São Paulo, onde as areias são bem mais grossas do que no litoral sul deste estado, diferenciando das fontes potencialmente mais importantes para a formação de planícies litorâneas mais extensas, como as que ocorrem nas regiões de Cananéia-Iguape (SP), Paranaguá (PR), Laguna (SC) e entre Torres e Arroio Chuí (RS), onde devem estar ligadas principalmente às areias reliquiares supridas pelas plataformas continentais adjacentes (SUGUIO & MARTIN, 1990).

originadas por incidência oblíqua das frentes de ondas nas praias. Com a diminuição da profundidade próximo à praia, as ondas arrebentam, liberando grande quantidade de energia que atua parcialmente na colocação de sedimentos em suspensão e na formação das correntes de deriva litorânea: "quando as ondas incidem paralelamente às praias não ocorre nenhum transporte de areia ao longo da costa" (SUGUIO & MARTIN, 1978).

O terceiro fator entre os contribuintes para a formação das planícies costeiras é representado pelas armadilhas de retenção dos sedimentos. Essas armadilhas, que podem atuar como um obstáculo de retenção ou bloqueio das areias carregadas pelas correntes litorâneas e provocar a acumulação dos sedimentos durante o transporte paralelo à costa (SUGUIO & MARTIN, 1978; 1990), são representadas por:

a) zonas reentrantes (baías ou estuários) da costa; nesse caso, podem desenvolver-se praias em forma de enseada no interior da baía ou esporões ou praias-barreiras na entrada da baía;
b) ilhas ou baixios litorâneos, criando zonas de fraca energia; os sedimentos em processos de deriva são depositados a jusante desses obstáculos; desta forma, são originados, por exemplo, os tômbolos;
c) desembocaduras fluviais; o jato formado por um curso fluvial pode atuar como um molhe, sobretudo em épocas de enchentes (maior débito fluvial), tendendo a bloquear o transporte das areias.

As formas resultantes dos processos de formação das planícies costeiras arenosas podem apresentar-se como cordões litorâneos, formados pelo alinhamento das cristas praiais, os quais representam paleobermas abandonados no decorrer da progradação da linha de costa. A formação desses cordões litorâneos é esquematizada por Flexor *et al*. (1984, *apud* SUGUIO *et al*, 1990), conforme as figuras 55 e 56 a seguir.

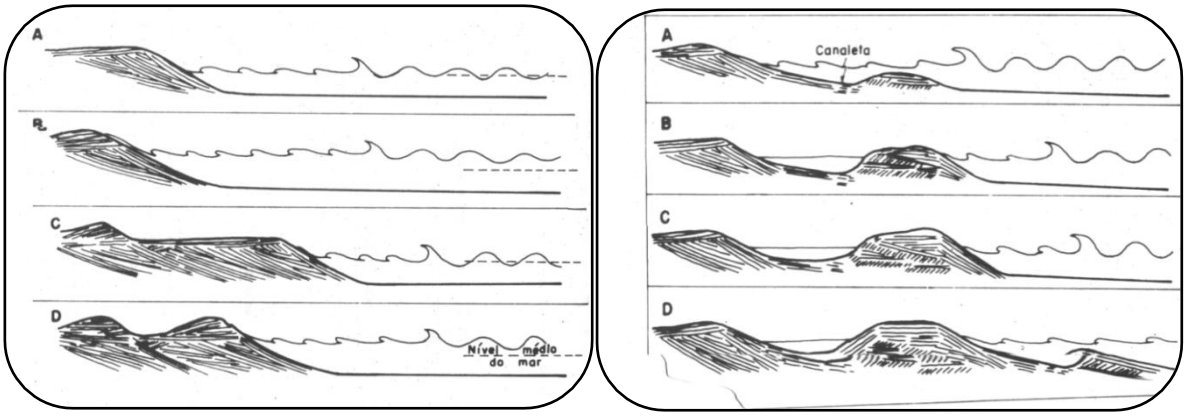


Figura 55 e 56. Formação de cristas praiais (*beach ridges*) com base em cristas de pós-praia (*backshore*) / Formação de cristas praiais com base em barras de antepraia (*foreshore*)
Fonte: FLEXOR *et al* (1984, *apud* SUGUIO & MARTIN, 1990).

A enseada da Baixada Santista localizada no litoral centro-sul apresenta características geomorfológicas típicas da região litorânea. O relevo baixo, com superfícies aplainadas e poucas variações altimétricas, costuma ser classificado como de agradação. Essas formas são formadas pelo acúmulo de material sedimentar, pelas diversas regressões marinhas que formam a planície costeira. Os terraços marinhos pleistocênicos e os terraços fluviomarinhos constituem, de maneira geral, os patamares mais elevados da planície.

A extensão das planícies costeiras no litoral norte é da ordem de poucas centenas de metros, à exceção de Caraguatatuba, que possui extensão de aproximadamente 14 km. Essas planícies se desenvolveram nas reentrâncias, entre esporões das escarpas da serra. São resultantes do preenchimento de enseadas e baías e formadas por cordões litorâneos pleistocênicos e holocênicos e por coberturas colúvio-aluvionares. Nessa região, as praias são arenosas, com gradientes de declividades relacionados à granulometria do material e a exposição relativa ao embate de ondas. As drenagens nessas planícies possuem padrões anastomosado e meandrante.

Os compartimentos mais baixos do relevo são os terraços fluviais, as planícies fluviais, as planícies intertidais (de mangue), e as praias. Ao longo de toda a planície costeira, vêem-se cordões litorâneos (depósitos quaternários holocênicos) e depressões intercordões, que abriga a vegetação típica, denominada de mata paludosa.

As planícies costeiras são formadas nas reentrâncias do embasamento cristalino, as quais são preenchidas por sedimentos de origem continental retrabalhados e depositados pelas correntes.

As planícies do Guaraú e Enseada da Baixada Santista são circundadas por rochas do complexo cristalino que sustentam os compartimentos mais elevados do relevo da região: a Serra do Mar, os morros altos, os morros alongados e morros baixos, os quais constituem áreas-fonte para a formação das planícies costeiras.

8.1.4. Compartimentos praiais

Segundo Tessler *et al* (2006), as feições costeiras mais comuns e as mais afetadas pela movimentação das areias são as praias. As feições praiais constituem uma resposta a diversos componentes dinâmicos, que, segundo Fairbridge (1968) são representados por:

a) mudanças diárias, produzidas pela maré;
b) mudanças quinzenais, relacionadas a mares de sizígia;

c) mudanças anuais, dadas por variações sazonais do nível médio do mar;

d) mudanças do nível médio do mar de longo prazo, com abrangência global.

Esses componentes, ao lado das tendências erosivas ou deposicionais, estão diretamente relacionados ao transporte desses sedimentos provocado pela ação das ondas e correntes de deriva litorânea. Entre esses fatores, diante da crescente ocupação da costa, torna-se necessário considerar também a ação humana como fator relevante no processo de formação e manutenção dessas feições.

> Com relação à evolução holocênica da costa paulista, os estudos efetuados em cordões litorâneos existentes nas planícies costeiras levam a interpretação de uma contínua progradação da linha de costa, iniciada após o máximo evento transgressivo holocênico. Adicionalmente, ao se analisar a disposição destes cordões litorâneos, conclui-se, devido ao seu paralelismo, que os regimes de ondas devem ter se mantido com características muito semelhantes às atuais, durante ao menos todo o período posterior ao máximo transgressivo holocênico. Apesar do histórico progressivo da linha de costa, corroborado pela ausência de marcadores de mudanças bruscas no clima de ondas incidentes na área, as praias comportam-se de maneira diferenciada, tendendo a ser dissipativas a intermediárias entre Cananéia e Boracéia e intermediárias e reflexivas entre São Sebastião e Ubatuba (TESSLER et al, 2006, p. 305).

As praias no litoral norte do Estado de São Paulo são caracterizadas por formações arenosas por vezes constituídas de areias finas, muito finas nas praias de pouca declividade ou dissipativas, e de areia grossa nas praias de maior declividade ou reflexivas.

8.1.5. Compartimento plataforma continental

A plataforma continental deve ser considerada em todos os estudos que envolvem a área costeira, porque é dela que advém grande parte dos sedimentos retrabalhados na linha de costa. Além disso, há que se considerar a sua importância no planejamento costeiro mediante projetos de construção de portos, bem como de marinas.

De acordo com Tessler (1988), a plataforma continental sul brasileira, ao largo dos estados do Rio de Janeiro até Santa Catarina, apresenta largura e relevo regulares, sem grandes acidentes geográficos, a qual foi designada por Butler (1970) como embaiamento de São Paulo. Possui largura máxima no estado de São Paulo, onde atinge 210 km na região da foz do rio Ribeira de Iguape, estando o limite de quebra entre a plataforma com declividade suave (1 m/km) e o talude de gradiente acentuado (20 m/km), situado em torno de 160 a 190 metros de profundidade.

A plataforma continental interna corresponde também a uma feição costeira, porque sofre ainda grande influência dos processos advindos do continente, bem como das correntes litorâneas e dos demais processos que moldam a planície costeira e as praias.

Segundo Muehe (1998), o efeito das ondas sobre o fundo marinho na área da plataforma continental interna é, sobretudo, o de mobilização dos sedimentos pela velocidade orbital, dependendo do comprimento e altura das mesmas e da granulometria, peso específico e forma dos sedimentos.

Para a área submersa diretamente ligada às praias, existem diversas classificações, entre as quais foram selecionadas algumas para simular diferenças de interpretações de classificação desses microcompartimentos, conforme figuras 57 e 58.

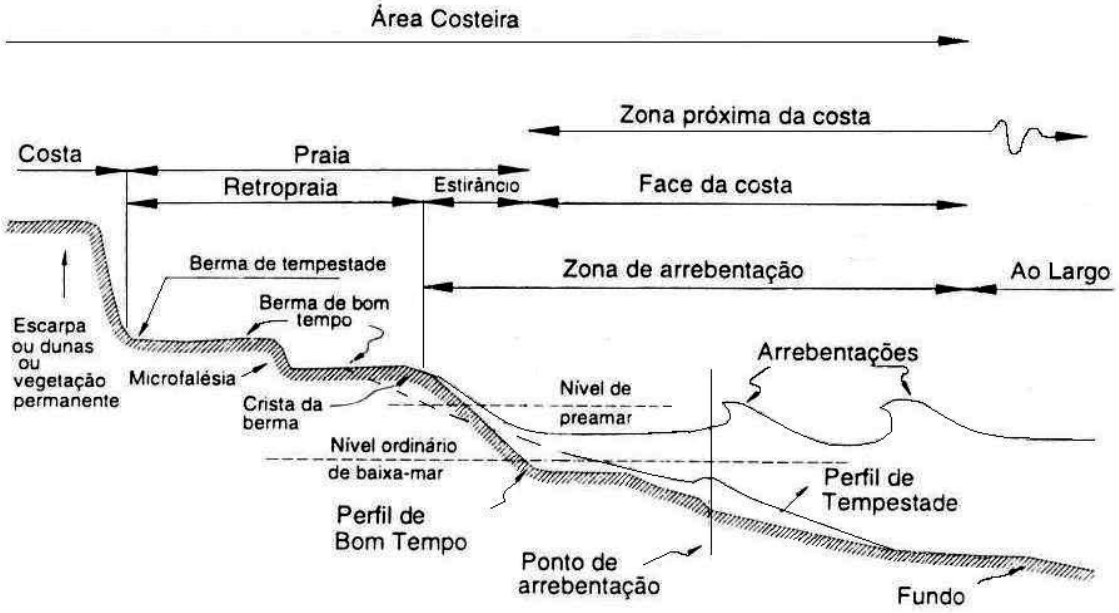


Figura 57. **Perfil transversal típico e suas compartimentações**
Fonte: U.S. ARM CORPS OF ENGINEERS (1984, *apud* ARAÚJO, 1997).

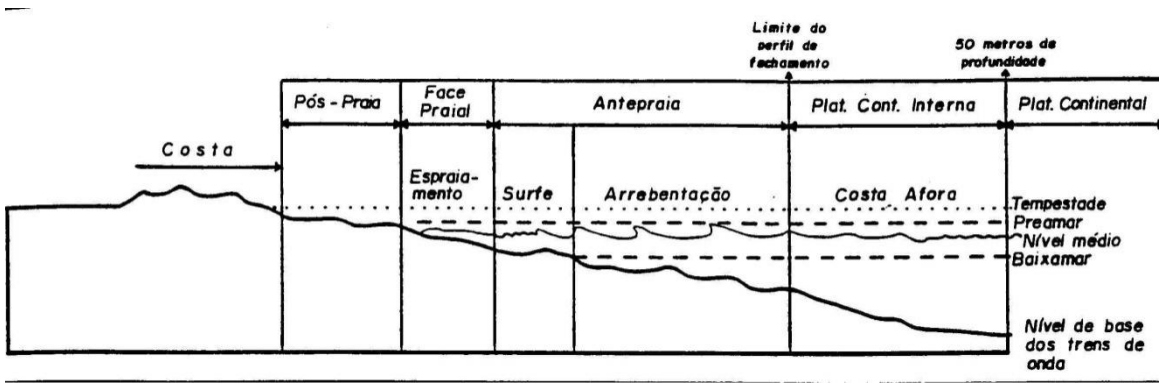


Figura 58. Perfil de classificação da área submersa marinha
Fonte: TESSLER *et al* (2000).

No Brasil, o limite da plataforma continental interna, segundo Muehe (1998), apesar da falta de consenso, deverá ser fixado em 50 metros, considerando a profundidade representada em muitas cartas náuticas, que mais se aproxima do citado limite. Entretanto, essa profundidade, quando aplicada à região Nordeste do Brasil, onde as ondas têm altura menor e menor período que nas regiões Sudeste e Sul, ultrapassam em muito o limite externo da plataforma continental interna, situada na região entre 20 e 30 metros.

> Entre a linha de costa e a plataforma continental interna propriamente dita se estende uma zona de transição, cujo gradiente batimétrico aumenta em direção à costa, caracterizada pela intensificação dos processos morfodinâmicos, dissipação de energia das ondas e intensa troca de sedimentos entre a praia e a zona submarina. Sua profundidade limite também varia em função do clima de ondas, situando-se mais comumente entre 10 e 20 m. Engloba a faixa de variação topográfica do perfil de praia submarino, até a profundidade de fechamento desse perfil que, em termos práticos, geralmente não ultrapassa a profundidade de 10m, a zona de arrebentação e a zona de surfe (MUEHE, 2001, p. 276).

8.1.6. O clima

Com relação aos aspectos do clima local, o litoral do estado de São Paulo está inserido na linha de divisão dos climas tropical e subtropical e, portanto, apresenta características climáticas provenientes dos dois tipos de clima. A partir da faixa de latitude correspondente à posição dos estados de São Paulo e Paraná, sofre a influência da massa polar atlântica e dos sistemas atmosféricos extratropicais, que passam a ser preponderantes. Do ponto de vista da dinâmica atmosférica, apresenta características que o aproximam das latitudes médias.

Com base em estudos na dinâmica da atmosfera, busca-se a compreensão das condições fundamentais do clima, tais como as massas de ar intervenientes, a circulação do ar e suas interdependências com o relevo, os ventos predominantes e as condições de insolação, a umidade, as chuvas etc. Considera-se a dinâmica atmosférica bastante adequada às discussões aventadas, por estar relacionada também à compreensão da interação entre clima e relevo.

A orientação e posição do litoral do estado de São Paulo possibilita a atuação dos ventos dos sistemas tropicais (decorrentes do Anticiclone Tropical Atlântico – ATA) e

também de ventos dos sistemas polares (advindos dos Anticiclones Polares Migratórios – SPM), juntamente com os fenômenos de frentes frias, conforme Monteiro (1948).

O litoral de São Paulo é classificado como tropical e subtropical úmido, possui trechos com diferenças de pluviometria que diferem algumas regiões, classificadas por Monteiro (1973) da seguinte forma: litoral norte (de Ubatuba a São Sebastião); litoral central (Bertioga e Peruíbe); e litoral sul (da Juréia à Ilha do Cardoso). A faixa de transição climática se acentua entre São Sebastião e Maresias, que não apresentam período de estiagem significativo.

De acordo com Monteiro (1973), a posição da fachada atlântica sul-oriental do Brasil contribui para a acentuação de características climáticas zonais típicas dos climas controlados por massas tropicais e polares. Ao analisar a atuação das massas de ar envolvidas na circulação regional, esse autor delimitou o território paulista segundo a massa de ar predominante. Tal limite, no caso do litoral sul do estado de São Paulo, foi estabelecido segundo a consideração do valor superior a 40% de participação anual da massa polar, em oposição aos 50% de atuação da massa tropical atlântica. Essa participação maior dos sistemas extratropicais (anticiclone e frente polar) e sobretudo a maior atividade frontal geram um clima regional subtropical permanentemente úmido, controlado por massas tropicais e polares marítimas.

O trecho litorâneo paulista fica exposto, no inverno, aos sensíveis e mais freqüentes abaixamentos de temperatura. Mesmo no verão, o seu índice de participação polar é o mais elevado do estado, onde as chuvas frontais têm uma elevada importância. A faixa mais úmida da costa, e sobretudo a face exposta dos maciços isolados, cede lugar a uma faixa menos úmida ao longo do curso do rio Ribeira de Iguape, voltando a aumentar na encosta do Paranapiacaba. As variações topográficas na região possibilitam uma grande multiplicação de climas locais.

A área estudada localizada no litoral norte do estado encontra-se no limite da Zona Tropical e é caracterizada como a mais chuvosa do país, decorrente da complexa circulação atmosférica, fruto da atuação desigual de sistemas tropicais e polares, os quais determinam o ritmo climático da região, ainda que não dominantes na maior parte do tempo.

O confronto do sistema tropical atlântico, que atua na maior parte do ano, é um dos principais responsáveis pela precipitação pluviométrica. A resposta pluvial será mais expressiva de acordo com as características dos sistemas polar e tropical. Quanto mais

energia tiverem, maior a diferença entre eles e, assim, maiores serão as conseqüências desse confronto, tais como as chuvas abundantes por vezes, prolongadas.

A massa polar, originária das altas latitudes, é fria, úmida, ativa durante o ano todo, mas com pulsações diferentes conforme a estação. No inverno, é responsável pela queda significativa das temperaturas, e, no verão, seu confronto com a massa tropical atlântica e com os fatores topos-climáticos da Serra do Mar produz instabilidade, que gera elevados índices pluviométricos diários, as chamadas "chuvas de verão".

Na área mais baixa da faixa litorânea, a temperatura média é superior a 18º C. O inverno é ameno, com quedas de temperaturas associadas à penetração da massa polar. O período do verão é longo, estendendo-se de outubro a março, com temperaturas máximas em dezembro e janeiro.

Com relação à influência das massas de ar, Conti & Furlan (1998) explicam que o clima dessa área é, em grande parte, controlado pela ação da massa tropical marítima (Tm) e afetada, ocasionalmente, pela equatorial marítima (Em) e por oscilações da ZCIT e das linhas de instabilidade tropicais (IT). Porém, são as massas polares (MP), dinamizadoras da frente polar atlântica (FPA), as principais responsáveis por seu regime pluviométrico, caracterizado pela concentração das chuvas no verão. Durante a estação fria, as massas polares chegam à região reforçadas pelo ar polar do Pacífico, através de uma trajetória predominantemente continental, sendo, portanto menos úmidas e mais estáveis. No verão, ao contrário, são desviadas para o litoral, na altura do estuário do Prata, em virtude do grande aquecimento do continente, e atingem, freqüentemente, as áreas serranas do Sudeste, onde provocam intensas precipitações. Muitas vezes, permanecem aí semi-estacionadas, em virtude da resistência oferecida pela massa tropical atlântica, e são responsáveis por chuvas continuadas, que desencadeiam grandes transtornos.

O regime de massas de ar e a proximidade da Serra do Mar proporcionam ao litoral paulista características climáticas particulares. A predominância da massa tropical atlântica sofre variações de acordo com as entradas das frentes frias, da massa equatorial e da massa polar. Em períodos de domínio da massa tropical atlântica no continente, o tempo é considerado bom, havendo o aumento de temperatura e nebulosidade nos períodos matutino e vespertino. Quando o domínio é de massa polar, o tempo também é bom, mas as temperaturas são mais amenas. Essas massas de ar se instabilizam com o encontro das correntes marítimas ou com outras massas de ar mais aquecidas; entretanto, com instabilidade geral mais rápida e mais atuante.

Quando a massa equatorial aquecida atinge a região litorânea, tem-se a sensação de excessivo calor sem brisa ou ventos. Já quando a frentes frias, responsáveis pelo "mau" tempo, atingem o litoral e a massa de ar predominante na região é quente e úmida, ocorrem chuvas, e o tempo passa a ser instável. Quando há deslocamento rápido dessa frente, seus efeitos são pouco significativos, mas o encontro com a serra pode fazer com que a frente, tentando transpor o obstáculo, permaneça estacionária, o que torna o ar cada vez mais saturado e faz com que se formem nuvens, nevoeiros, cerração densa, garoa ou chuvas torrenciais.

Os ventos provenientes de sul, que geralmente acompanham as entradas de massa polar, bem como os ventos de sudeste, que predominam de abril a setembro, transportam umidade e ocasionam aumento de nebulosidade, provocando neblina, ou cerração, que envolve a encosta da serra no outono e no inverno. Os ventos de noroeste, que marcam a chegada das frentes frias e a mudança de tempo, sopram com mais intensidade de maio a agosto. Em janeiro, ventos bastante fortes de noroeste provocam as tempestades de verão.

Aos ventos dominantes somam-se as alternâncias cotidianas entre as brisas marítima e terrestre. As variações de relevo características e as proximidades ao oceano provocam diferenças de temperatura e estabelecem no litoral uma troca térmica permanente, realizada por meio da brisa marítima, que sopra do oceano para o continente durante o dia, e da brisa terral, que sopra em sentido inverso à noite, quando se processa mais fortemente o esfriamento continental, conforme Santos (1965).

O clima e suas variações têm importância intrínseca para as áreas litorâneas, sobretudo quando ocorrem mudanças repentinas e de alto grau de variação de temperatura, pressão e umidade.

Assim, o clima do litoral norte de São Paulo, por sendo controlado por massas equatoriais e tropicais, está sujeito a uma menor participação das massas polares. As invasões de ar frio são cerca de 30% a 40% menos freqüentes do que nas demais áreas. A proximidade da Serra do Mar em relação à costa é responsável pela acentuada pluviosidade, mesmo no inverno, em virtude do efeito orográfico e da maior exposição à massa tropical atlântica.

Nos processos da dinâmica atmosférica, Sant'Anna Neto (1990) identifica na região litorânea de São Paulo três zonas climáticas:

a) litoral norte, região compreendida entre as serras de Parati (limite São Paulo-Rio de Janeiro) e Juqueriquerê (Carguatatuba-S.Sebastião), controlado predominantemente por sistemas equatoriais e tropicais;
b) litoral central, localizado entre as serras de Juqueriquerê e Itatins (sul de Peruíbe), controlado alternadamente por sistemas tropicais e polares, configurando-se, assim, uma vasta área de transição; e
c) litoral sul, da Serra de Itatins até a Ilha do Cardoso, controlado pelos sistemas polares e tropicais.

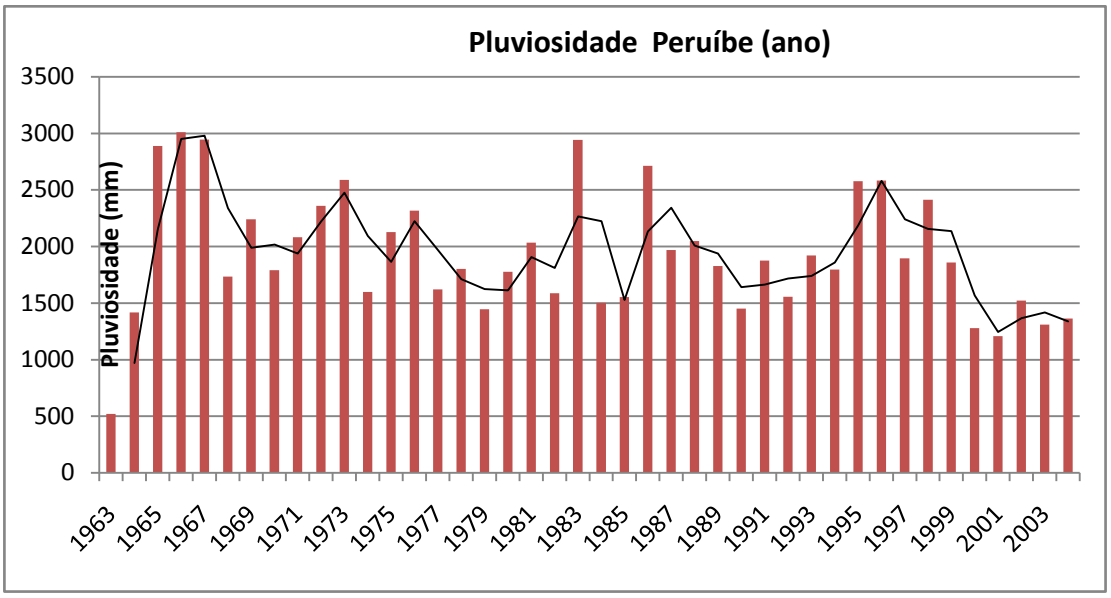
Relativamente à distribuição sazonal das precipitações no litoral paulista, conforme Tessler *et al* (2006), observam que a época de chuvas compreende o período de primavera-verão. No inverno, as regiões abrigadas são as que mais se ressentem da redução da pluviosidade. Esses locais seriam localizados a sotavento, como os vales dos rios Ribeira de Iguape e Juquiá e o eixo da Enseada de Caraguatatuba-Ilha de São Sebastião-Serra de Juqueriquerê. Observam ainda que, tanto no inverno como no verão, o regime pluvial foi mais constante. Os eventos extremos ocorridos em alguns anos foram causados pela grande elevação ou redução das chuvas no outono e na primavera.

Tessler *et al* (2006) propõem que as características climáticas do litoral, aliadas à ausência de expressivas bacias de drenagem, conferem ao regime pluvial grande importância em relação ao transporte de água doce e sedimentos para o oceano. Os índices dos sistemas frontais nunca são inferiores a 77% na gênese de chuvas ao longo do ano, conforme afirma Sant´Anna Neto (1990).

Relativamente à interação relevo clima no litoral, de maneira generalizada, a Serra do Mar serve de grande barreira às nuvens de chuva, que ali precipitam por efeito orográfico. Esse é um fator que torna peculiar o clima da região litorânea com relação ao interior do continente. Especialmente, o clima do litoral do estado de São Paulo é classificado, em grande parte, como tropical e subtropical úmido. Dessa maneira, o clima é considerado como fator a ser destacado nos processos dinâmicos que ocorrem na área costeira.

Conforme se nota no gráfico 1, a elevada de pluviosidade no período analisado, com alguns casos atípicos como o ano de 1963, em que choveu apenas 500 mm. A região de Peruíbe, devido à proximidade com a Serra do Mar, é considerada de umidade elevada, pelas constantes chuvas orográficas que ocorrem na região e mantêm um padrão de vegetação e de formas característicos da área.

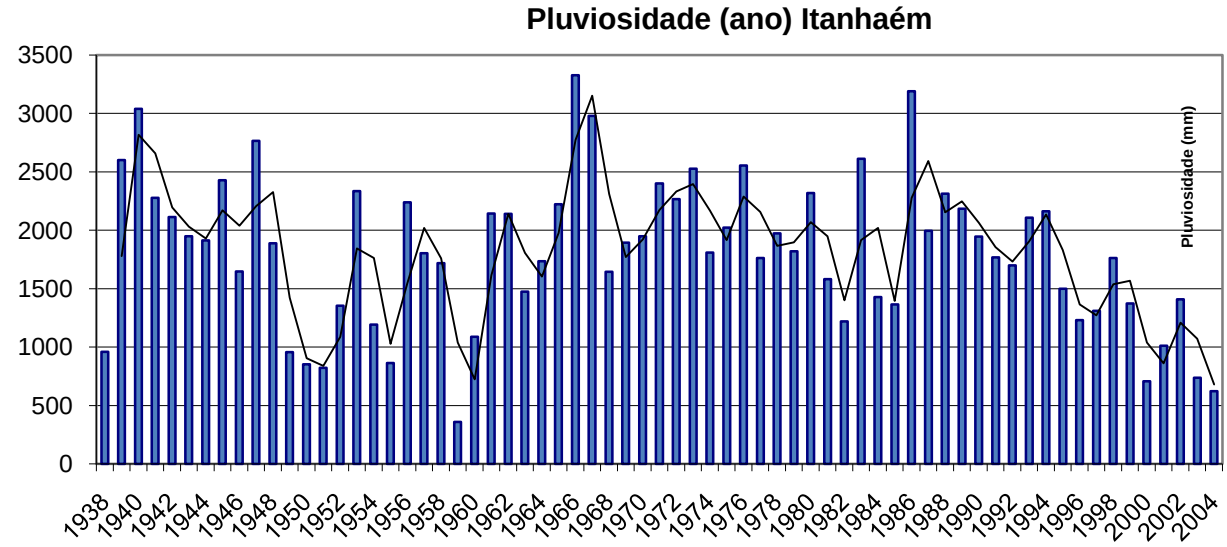
Gráfico 1. Pluviosidade em Peruíbe de 1963 a 2003



Elaborado por: Matos Fierz (2008). Fonte: DAEE (2007).

O gráfico 2, a seguir, registra dados pluviométricos no período de 1938 a 2004, ou seja, mais de 60 anos, o que permite estabelecer correlações com as variações da pluviosidade e do clima local. Nota-se que, nos anos de 1966 e 1985, as chuvas ultrapassaram os 3.000 mm.

Gráfico 2. Pluviosidade em Itanhém de 1938 a 2004

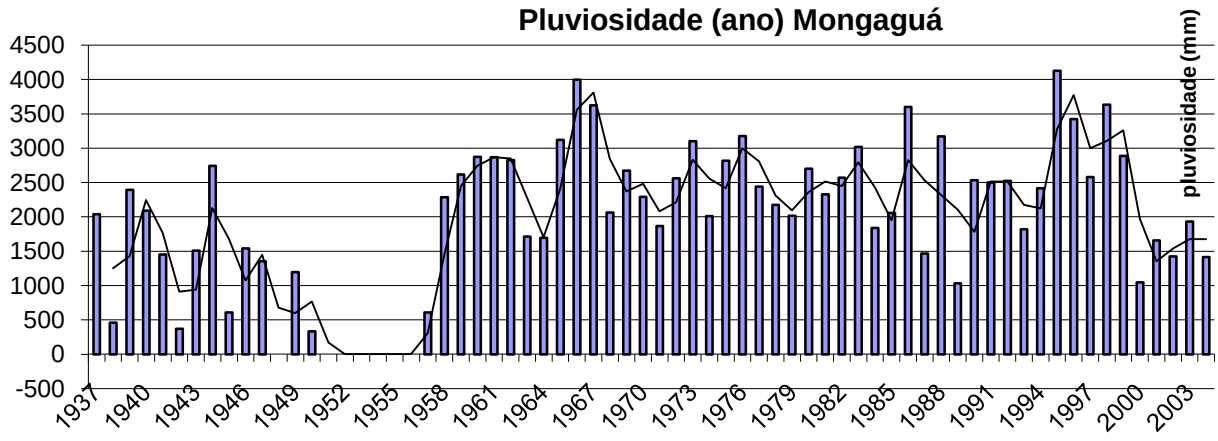


Elaborado por: Matos Fierz (2008). Fonte: DAEE (2007).

O gráfico 3 demonstra que, em Mongaguá, no período de 1937 a 2003, as chuvas atingiram 4.000 mm em alguns anos, como 1967 e 1996, e em outros anos não atingiram

500 mm, sendo portanto uma série atípica para a localidade, que, de maneira geral, costuma apresentar pluviosidade maior que 2.500 mm/ano.

Gráfico 3. Pluviosidade em Mongaguá de 1937 a 2003



Elaborado por: Matos Fierz (2008). Fonte: DAEE (2007).

Em estudo específico sobre a dinâmica climática na região de Peruíbe, Galvani & Lima (2006) constataram que as seguintes particularidades da área da bacia do rio Guaraú, com relação ao caráter térmico-pluviométrico-fluviométrico:

- as vazões estimadas do rio Guaraú apresentam valores máximos de outubro a março. A energia produzida por essas vazões é perdida quando os cursos de água chegam à planície costeira com pouca ou nenhuma declividade, diminuindo sensivelmente esse fluxo;
- o trecho litorâneo paulista fica exposto, no inverno, aos sensíveis e mais freqüentes abaixamentos de temperatura. Mesmo no verão, o seu índice de participação polar é o mais elevado do estado. As chuvas frontais têm uma elevada importância na região. A faixa mais úmida da costa, sobretudo a face exposta dos maciços isolados, cede lugar a uma faixa menos úmida ao longo do curso do rio Ribeira de Iguape, voltando a aumentar na encosta do Paranapiacaba. As variações topográficas possibilitam uma grande variedade de climas locais.

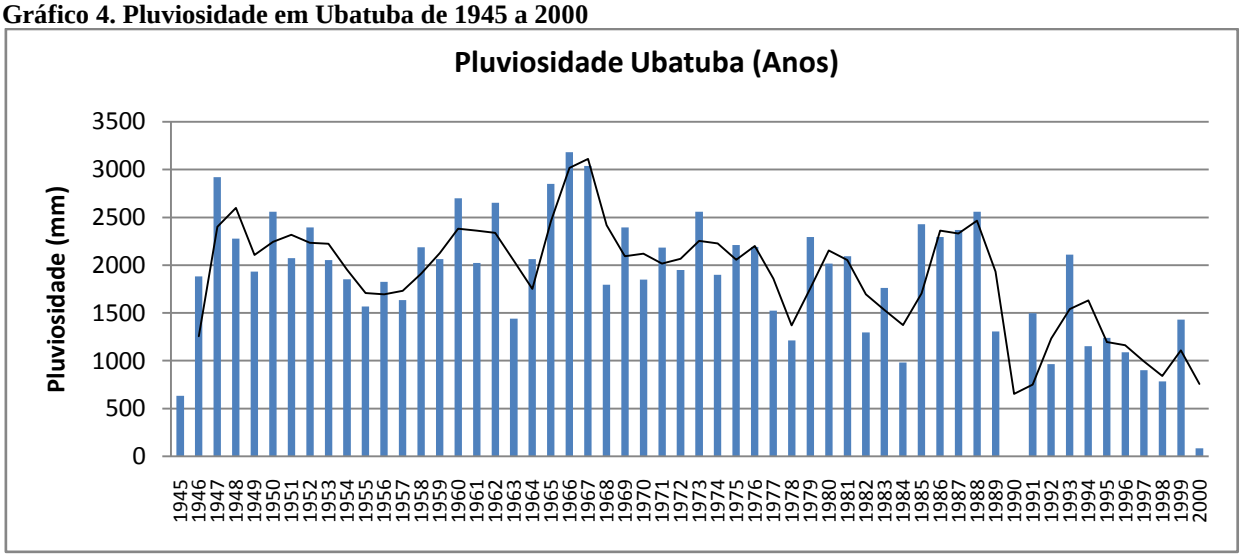
De acordo com Monteiro (1973), a posição da fachada atlântica sul-oriental do Brasil contribui para o estabelecimento de características zonais típicas dos climas controlados por massas tropicais e polares. Ao analisar a atuação das massas de ar envolvidas na circulação regional, esse autor delimitou o território paulista segundo a

massa de ar predominante. Tal limite, no caso do litoral sul do estado de São Paulo, foi estabelecido segundo a consideração do valor superior a 40% de participação anual da massa polar, em oposição aos 50% de atuação da massa tropical atlântica. Essa participação maior dos sistemas extratropicais (anticiclone e frente polar) e sobretudo a maior atividade frontal geram um clima regional subtropical permanentemente úmido, controlado por massas tropicais e polares marítimas.

A área estudada, localizada no litoral norte do estado, encontra-se no limite da zona tropical e é caracterizada como a mais chuvosa do país, decorrente da complexa circulação atmosférica, fruto da atuação desigual de sistemas tropicais e polares, os quais, ainda que não dominantes na maior parte do tempo, determinam o ritmo climático da região.

No gráfico 4, a seguir, é possível observar que, na série apresentada, os dados pluiométricos de alguns anos ultrapassam os 3.500 mm, confirmando a característica de alto índice de umidade do litoral norte, intensificada pela presença da Serra do Mar.

Gráfico 4. Pluviosidade em Ubatuba de 1945 a 2000



Elaborado por: Matos Fierz (2008). Fonte: DAEE (2007).

O confronto do sistema tropical atlântico, que atua na maior parte do ano, é um dos principais responsáveis pela precipitação pluviométrica. A resposta pluvial será mais expressiva de acordo com as características dos sistemas polar e tropical. Quanto mais energia tiverem, maior a diferença entre eles e, dessa forma, maiores serão as conseqüências desse confronto, tais como as chuvas abundantes, por vezes prolongadas.

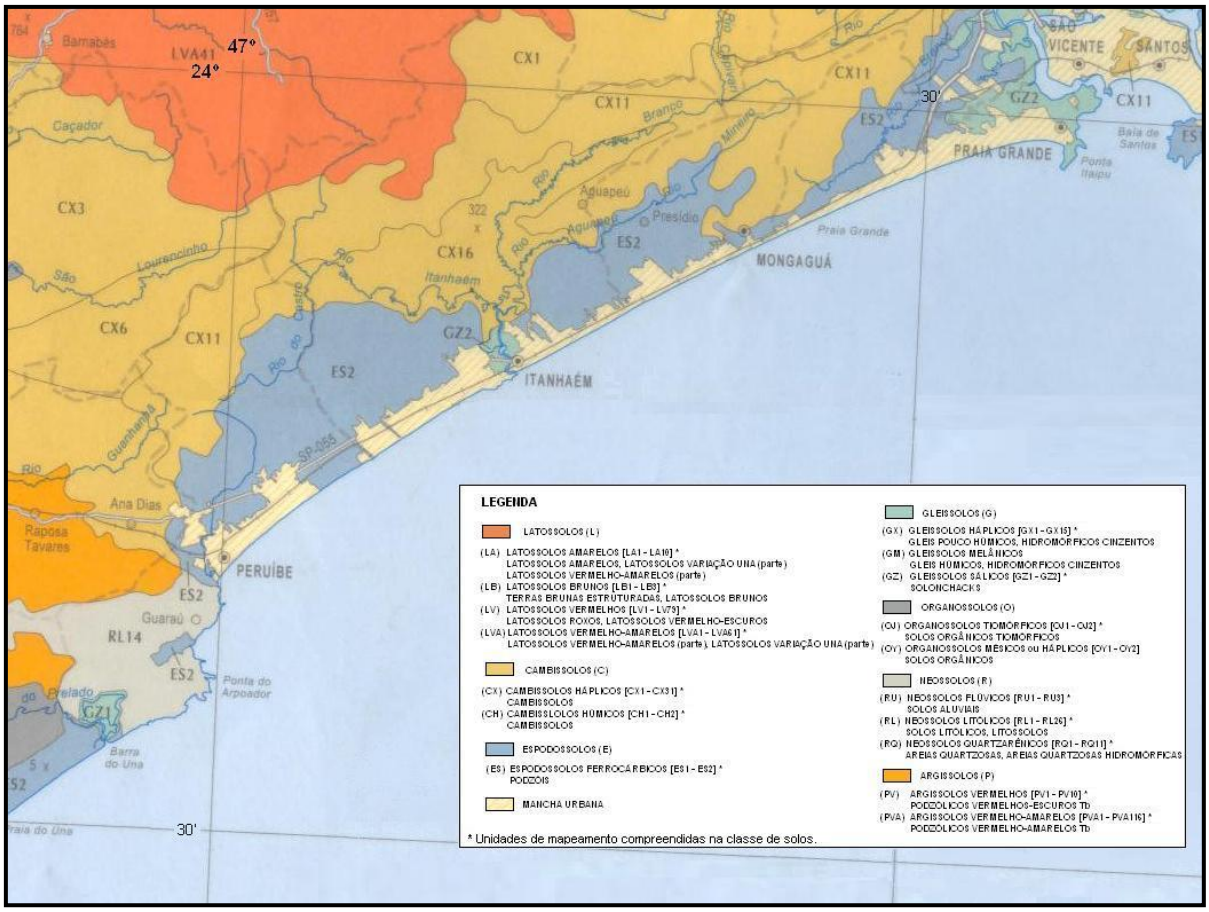
A massa polar, que se origina nas altas latitudes, é fria, úmida, ativa durante o ano todo, mas com pulsações diferentes conforme a estação. No inverno, é responsável pela queda significativa das temperaturas e, no verão, seu confronto com a tropical atlântica e

com os fatores topo-climáticos da Serra do Mar produz instabilidade, resultando em elevados índices pluviométricos diários, as chamadas “chuvas de verão”.

Na área mais baixa da faixa litorânea, a temperatura média é superior a 18º C. O inverno é ameno, e as quedas de temperaturas estão associadas à penetração da massa polar. O período de verão é longo, estendendo-se de outubro a março, com temperaturas máximas em dezembro e janeiro, conforme figuras 59 e 60.

8.1.7. Os materiais de cobertura: os solos da planície costeira

A formação dos solos no litoral estão diretamente associados aos materiais das formações arenosas nas planícies costeiras advindas, sobretudo, das variações do nível do mar, as transgressões Cananéia e Santos que são as principais formadoras das planícies costeiras do litoral do estado de São Paulo.



Fonte: IAC . Instituto Agronômico de Campinas(1999).
Figura 59. Mapa pedológico regional, 1:500.000, Baixada Santista

Os solos dessa região estão geralmente associados aos solos litorâneos classificados como espodossolos por toda a planície, com exceção das áreas de praia, mangue e rampas de colúvios, localizadas no sopé da Serra do Mar.

Nas áreas de praia, os solos são classificados como neossolos quartzarênicos; nas áreas dos mangues e planícies fluviais, como gleyssolos e/ou organossolos; já nas áreas próximas com a Serra do Mar, como latossolos, em que predominam os sedimentos continentais.

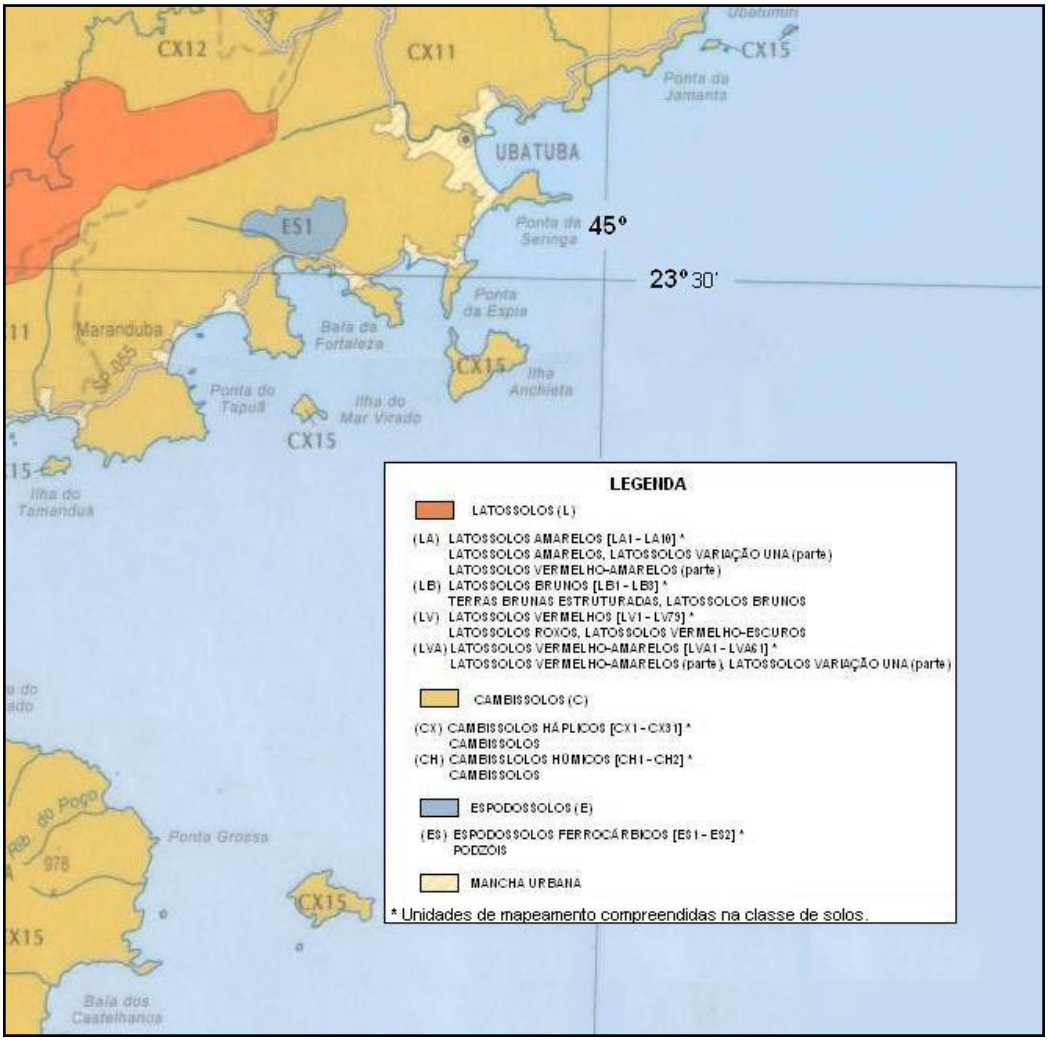


Figura 60. Mapa pedológico regional, 1:500.000, Ubatuba
Fonte: IAC . Instituto Agronômico de Campinas (1999).

De acordo com o mapeamento realizado pelo IAC (1999), Embrapa (1999), na enseada de Peruíbe-Baixada Santista, bem como na região da enseada da Fortaleza, predomina a presença dos espodossolos ao longo da planície costeira, neossolos quartzarênicos nas áreas de praias e dunas; já nas planícies intertidais, bem como nas fluviais, aparecem solos do tipo gleyssolos, e nas áreas da Serra do Mar predominam solos do tipo cambissolos.

Em trabalho exaustivo sobre solos, Setzer (1954) apresenta classificação para os solos do estado de São Paulo e chegou a caracterizar 75 tipos dispostos em uma tabela, na qual apresenta desde as características geológicas, físicas, químicas (terras adubadas ou aradas, ou não adubadas nem aradas).

Setzer (1954) realizou, de forma analítica, um mapeamento e submeteu cada camada do perfil de solo às seguintes análises:

- física – a) composição granulométrica com e sem dispersão artificial; b) pesos específicos aparente e real; c) porosidade natural e mínima; d) teores de água no solo: seco ao ar, do início de murchamento, do equivalente de umidade, da capacidade máxima de retenção de água e do limite de saturação; e) ascensão da água por capilaridade; f) avaliação da permeabilidade, da resistência específica à erosão e de vários outros índices obtidos a partir das características físicas determinadas; g) tipo e grau de agregação do solo;
- química – a) pH em água e em solução salina; b) teores totais de carbono e de azoto; c) teores permutáveis de fósforo, potássio, cálcio, magnésio, manganês, alumínio e hidrogênio; d) teores disponíveis de fósforo e amônio; e) teor solúvel de nitratos; f) cálculo da soma das bases permutáveis, dos acidoides permutáveis, da capacidade total de permuta, e da porcentagem de saturação do complexo colidal com bases úteis; g) avaliação da troca aniônica; h) determinação do esqueleto do complexo coloidal; i) cálculo do grau de laterização;
- granulométrica – a) natureza e porcentagem de minerais encontrados nas frações mais graúdas da análise granulométrica com dispersão artificial (2); b) determinação da natureza coloidal mineral (11).

No litoral, Setzer classificou os seguintes tipos de solos, conforme tabela 12a seguir:

Tabela 12. Solos do litoral

Idade de formação geológica	Microcom parti-mento	Textura principal	Textura principal	Cores de solo por ordem de freqüência
Quarter-nário	litoral	Areias de praiais ou restinga organicamente pobre Areias de laguna ou fluviais organicamente ricas ou enriquecidas Alúvios flúvios-marinhos (mangues salobros) Alúvios de braço de mar, laguna ou estuário (marinhos) (mangues salinos)	Areia fina Areia fina barrenta Barro arenososBarro areno-siltoso	Amarelo, cinza, castanho Cinza, preto, marrom Negro, marrom, cinza escuro Negro cinzento escuro
Quarter-nário	Baixadas úmidas	Alúvios argilosos organicamente pobres ou empobrecidos Alúvios argilosos organicamente ricos ou enriquecidos Idem, com micas (no complexo Cristalino) Alúvios argilosos orgânicos espessos Alúvios turfosos	Argila siltosa Argila barrenta Barro argiloso Argila barrenta Barro siltoso	Cinzento claro, branco Cinzento escuro, negro Negro, cinzento azulado Negro cinzento azulado Negro cinzento escuro Negro marrom
Quarter-nário	Baixadas enxutas	Alúvios argilosos organicamente pobres ou empobrecidos Alúvios argilosos organizadamente ricos ou enriquecidos Idem, com micas (no complexo cristalino) Alúvios argilosos orgânicos espessos Manchas de loess pós-pleistocênico	Argila siltosa Argila barrenta Barro argilosos Argila barrenta Barro siltoso	Amarelo, rosa, creme Cinzento, cinza claro Cinzento, azulado marrom Cinzento escuro, castanho, marrom Alaranjado, castanho avermelhado
Quarter-nário	Orlas de Várzea	Areias aluviais grosseiras Areias aluviais fins formando camada espessa Areias aluviais finas formando camada fina	Areia grossa barrenta Areia fina barrenta Areia fina siltosa	Cinza, castanho, sépia Sépia, castanho, cinzento Cinza escuro, preto, sépia

Fonte: Setzer, (1954)

Na enseada Fortaleza, predominam solos arenosos, denominados como areias quartzozas ou neossolos quartzarênicos.

Os solos da baixada Santista foram também analisados por Queiroz Neto (1965), que realizou um trabalho de interpretação dos solos no litoral, em princípio por meio de

fotografias aéreas e com controles de campo, e apresentou como fatores de formação do solo:

1. o clima – tropical constantemente úmido (tipo Af de Köppen);
2. material original – (1) Serra do Mar, maciço e morros isolados e (2) a planície sedimentar litorânea. Resumidamente, destaca que se observava uma seqüência de processos complicados e múltiplos, tectônicos, erosivo e sedimentares e descreve que, como em todo o litoral brasileiro, encontram basicamente três tipos de materiais:
    a) sedimentos arenosos das praias e terraços, os quais podem advir da serra ou de rochas adjacentes e ocupam áreas importantes na Baixada Santista, na Praia Grande, nas ilhas de São Vicente e Santo Amaro. As áreas mostram predominância de quartzo, muscovita e feldspatos, além de um séquito de minerais pesados;
    b) sedimentos finos dos mangues e antigos mangues, que ocupam a maior extensão das baixadas. Trata-se de material de textura que varia de argilosa a fino-arenosa, com grãos de quartzo, muscovita e outros minerais em menor quantidade, depostos em águas calmas, ao contato com água salgada das marés, o que se denomina hoje de planícies de maré ou intertidal;
    c) sedimentos dos vales aluviais dos grandes rios Cubatão, Mogi, Quilombo, Jurubatuba, argilosos ou areno-argilosos, que podem conter seixos, além de quartzo, bastante mica e feldspatos alterados. A ele associou os depósitos sedimentares e coluviais dos sopés dos morros ou escarpas, comuns em todo o litoral brasileiro, cujo aspecto é peculiar, de material grosseiro, constituído de seixos e blocos numa matriz areno-argilosa.
3. relevo – autor considera os aspectos gerais da paisagem da Baixada Santista como uma repetição daquilo que ocorre em boa parcela do litoral brasileiro, não só ao sul como também ao norte, o que Bigarella chamou de “baía de ingressão”; já Aroldo de Azevedo deu batizou o local de “golfo de Santos”;
4. vegetação – Queiroz Neto (1965) afirma que talvez mais do que os sedimentos ou a forma de relevo é a vegetação específica de cada um dos domínios da paisagem da baixada que melhor os define.

Além desses, Queiroz_Neto descreve como fatores de formação e distribuição dos solos as condições ecológicas, tendo em vista que, diante da temperatura e pluviometria elevadas, a energia pedogenética é grande e a decomposição do material orgânico é bem rápida, de modo a abastecer a solução do solo com quantidades consideráveis de CO_2, ácidos húmicos e outros compostos orgânicos, e a contribuir para o aumento a energia pedogenética.

Devido à posição topográfica, além da evaporação, pouca água se perde por drenagem superficial. Assim, a quantidade que deveria passar pelo perfil de solo seria grande. Entretanto, esse tipo de relevo determina também uma posição bastante alta do lençol freático, que foi encontrado no máximo a 2 metros abaixo da superfície. Esse fenômeno se repete em todas as áreas, desde a faixa arenosa mais próxima as praias até os vales aluviais. O mangue constitui o limite inferior da posição do lençol onde aflora a água duas vezes ao dia.

Em relação aos tipos de solos, as áreas arenosas apresentam um material constituído em grande parte por quartzo, acompanhado de quantidades variáveis de micas e feldspatos. Trata-se de material original bastante ácido, pobre em bases e resistente aos agentes do intemperismo. A vegetação, que ali se desenvolve, fornece matéria orgânica ácida, que evolui mal, formando um humo grosseiro. Nesse ambiente, propício a lixiviação dos colóides que porventura se formam, o solo será arrastado em profundidade, complexados por esse humo grosseiro.

Na zona de oscilação do lençol d'água, ocorrem modificações bruscas das condições físico-químicas, sobretudo o aumento do pH pela maior quantidade de bases, ocasionando a precipitação dos compostos humo-ferruginosos. Assim, forma-se um horizonte de acumulação de ferro e matéria orgânica de cor bruna muito escura, que pode apresentar-se às vezes sob a forma de crosta endurecida. Temos ali a presença de um neossolo hidromórfico (neossolo hidromórfico), classificado, segundo alguns autores, dentro da subordem hidromórfica da ordem intrazonal ou, segundo outros, juntamente com os podzóis verdadeiros, que ocorrem com freqüência nas zonas litorâneas das regiões intertropicais.

> Várias são as referências à ocorrência de neossolos hidromórficos nas nossas regiões litorâneas, cujo horizonte B, de acumulação é denominado impropriamente "piçarra". Poucos autores, no entanto, atinaram com o verdadeiro significado da presença desse nível de "piçarra".

De acordo com Queiroz Neto (1965), nas áreas deprimidas, que geralmente se situam por trás de antigos cordões litorâneos, o lençol d'água está permanente ou temporariamente próximo a superfície. O material arenoso que aparece nesse local se assemelha ao material dos neossolos, pobre em bases. Dessa forma, o estado de saturação da água e o mau arejamento criam um ambiente redutor, anaeróbio, onde predominam os fungos. Assim, com essas condições ambientais a decomposição e humificação da matéria orgânica são bastante lentas e fica acumulada. A transformação de neossolos (podzóis) em solos orgânicos se faz progressivamente, sem solução de continuidade, pelo aumento da espessura do horizonte orgânico superficial dos primeiros e são considerados solos orgânicos quando a espessura de tal horizonte ultrapassa 30 cm. Pode-se observar na figura a distribuição desses solos, na região da Praia Grande, e na representação esquemática da passagem de um a outro perfil.

Por toda a planície costeira, fica quase impossível encontrar um perfil ideal que a represente de forma significativa, porque as variações dos perfis são grandes e ocorrem por toda a área.

Na tabela 13 a seguir, apresenta-se a descrição do solo da baixada de acordo com Queiroz Neto (1965) associado aos atuais trabalhos de campo realizados na área de estudo.

Tabela 13. Perfil de solo hidromórfico

Horizonte	Descrição
A0	Desde poucos centímetros de espessura até cerca de 20 cm, de cor cinza muito escura, horizonte orgânico, em que é possível distinguir restos vegetais, com passagem plana e abrupta.
A1	De 20 a 40 cm de espessura, de cor cinza escura, fino-arenosos;estrutura granular, pequena e fraca; passagem plana, gradual.
A2	Com 10 a 60 cm de espessura, alcançando em alguns locais mais de 100cm; cinza muito claro;fino-arenoso; sem estrutura; com passagem clara e gradual, quebrada ou irregular.
B2	Com 20 a 80 cm ou mais de espessura, podendo ser subdividido em B_h bruno escuro; fino arenosos cimentado com matéria orgânica, passando abrupta ou claramente para B_{ir} de cores avermelhadas escuras; fino-arenoso; mais fortemente cimentado por hidróxidos de ferro e matéria orgânica, podendo formar um örterde; passagem clara e gradual.
C	Branco, amarelado ou acinzentado, de acordo com o grau de saturação de água, podendo apresentar-se mosqueado.

Organização: Matos Fierz (2008). Fonte: Adaptado de Queiroz Neto (1965).

Os solos do litoral do estado de São Paulo, incluindo, em parte, o planalto e a escarpa da Serra do Mar, apresentam-se de forma bastante diversificada. Segundo Radambrasil (1983), os solos nas escarpas e planaltos, incluindo os morros isolados presentes na planície costeira, apresentam ocorrência de cambissolos, de textura argilosa e areno-argilosa. Na baixada litorânea, foi identificada a associação de espodossolos, com a presença de sedimentos marinhos arenosos, com neossolos hidromórfico e solo orgânico

(Queiroz Neto *et al*, 1965) Nos vales, encontram-se os solos aluviais não argilosos e uma associação de aluviões argilosos com gleissolos-háplicos.

Em Radambrasil (1983), os mangues contêm associações de solos solonchak sódico, muito argiloso, hidromórfico tiomórfico e podzol hidromórfico, arenosos, solos estes classificados por Rossi & Mattos (1992, *apud* ROSSI, 1999) como neossolos – areno quartzosos salinos, com teores de matéria orgânica relativamente pouco elevados.

Os solos da planície costeira são cobertos, na maior parte das vezes, a montante, por terrenos alúvio-coluviais, solos orgânicos em depressões, (QUEIROZ NETO, 1965; NAVARRA, 1982; CRUZ, 1986) e nos sopés das escarpas, pelos taludes de detritos. Estes, por sua vez, são formados por materiais heterogêneos, incluindo grandes blocos rochosos. São oriundos do escoamento pluvial-fluvial em enxurradas e dos movimentos de massa, ao longo da evolução temporal das escarpas. Ocorrem, em geral, descontínuos nas reentrâncias dos pés-de-serra, estão ligados às rampas de desgaste, à drenagem fluvial na passagem das vertentes escarpadas para a planície e têm sido, em parte, dissecados, às vezes destruídos, ou mesmo recobertos por materiais mais recentes e atuais, provenientes das últimas fases de escorregamento.

Na região da escarpa, os solos que sobrepõe o granito, sobretudo nas altas e médias vertentes, são pouco profundos a profundos, no planalto sobre gnaisses, e mais profundos, na planície litorânea sobre sedimentos diversos, limitados pelo lençol freático. Os solos existentes nos diversos compartimentos da área de estudo podem ser classificados como:

- latossolo vermelho-amarelo – ocorrem em regiões de relevo ondulado a escarpado, com boa drenagem interna. Estão presentes nas baixas vertentes da escarpa em declives de 12 a 21% sobre granitos; nos coluviões em declives de 6 a 21%, distribuídos pelo planalto em declives de 3 a 21% sobre gnaisses. Apresentam vegetação de porte alto, bem heterogênea, granulometria na classe textural média e teor de argila entre 20 e 35%. São solos de intensa lixiviação. Assim sendo, nas áreas serranas, bem como nos maciços isolados, predominam os solos latossolo vermelho-amarelo (fase rasa, solos de Campos de Jordão e associação entre os solos de Campos de Jordão e litossol – fase substrato granito gnaisse);
- podzólico vermelho-amarelo – ocorrem predominantemente em relevo ondulado a escarpado, em manchas, sobretudo no planalto, em diferentes

subcompartimentos, e declives variados sobre gnaisses, na escarpa em vertentes com declives dominando de 21 a 46% em menor porção sobre os granitos de 12 a 21%. Têm vegetação de porte médio a alto, geralmente heterogênea;

- podzólico amarelo – ocorrem em relevo de morros altos com topos angulosos, nas médias a altas vertentes e topos e relevos de morros com topos aplainados, apenas nas altas vertentes e topos em declives de 6 a 21% sobre pegmatitos, com vegetação herbácea arbustiva (campo) em áreas restritas do planalto e texturas arenosas predominantemente;
- cambissolo – moderadamente drenados e pouco profundos, área de ocorrência associada ao relevo ondulado e escarpado do planalto nos diferentes subcompartimentos sobre gnaisse e espalhado em toda a escarpa sobre granito; também encontrados nas planícies fluviais dos principais cursos de água e cones de dejeção das médias e baixas vertentes da escarpa, em vegetação de porte médio a alto, homogênea quanto ao dossel; possui textura média;
- solos litólicos – encontrados em áreas de relevo mais acentuado de morros paralelos, com alto grau de fraturamento, nas altas vertentes e topos em declives acima de 21% associados à vegetação de porte médio a baixo;
- regossolo – aparecem em relevo de morros altos com topos angulosos e morrotes baixos com topos aplainados em declives de 6 a 21%, sobre pegmatitos e vegetação herbáceo arbustiva;
- gleissolos háplicos – costumam aparecer nas áreas das planícies costeiras; característicos de zonas de inundação dos principais rios sobre sedimentos fluviais e continentais, ocorrem tanto na área de planalto quanto na de planície, onde são encontrados nos locais em que predominam os sedimentos continentais, nas planícies fluviais e nos depósitos de colúvios, com declives inferiores a 3%; com vegetação de porte alto a médio, bem heterogênea;
- espodossolos – são solos geralmente arenosos e com acidez elevada; situam-se em relevo plano, ocupando a parte frontal da planície, até chegar às areias da praia, não tendo sido notadas áreas de transição.

Os solos encontrados nas baixadas litorâneas, que são de formações recentes resultantes de depósitos marinhos, destacam-se em:

- solos arenosos – encontrados na orla marítima, que constituem as unidades regossol e podzol hidromórfico;
- solos argilosos – incluídos dentro da unidade de mapeamento como solos hidromórficos, bem como alguns solos salinos perto do mar.

Na enseada de Peruíbe, Itanhaém, Mongaguá, há os tipos de solos denominados espodossolos com predominância de horizonte B espódico, com acúmulo de matéria orgânica e ferro e coloração escura, herdada dos ácidos húmicos. O espodossolo, solo típico da região, está diretamente associado à formação do horizonte B espódico, horizonte com podzolização.

Em trabalho sobre os solos formados sob restinga, Gomes (2002), constatou que estes compreendem, na maioria, os tipos espodossolos cárbico, espodossolos ferrocárbicos e neossolos quartzarênicos, sendo este último muitas vezes transicional para espodossolo, com formação incipiente de horizonte espódico, ou com horizonte abaixo da seção de controle (espodossolo cárbico/ferrocárbico hiperespesso).

De acordo com Gomes (2002), os solos de restinga englobam classificados como podzóis (espodossolos) e areias quartzosas marinhas (neossolos quartzarênicos) (BRASIL, 1981). Os espodossolos são solos minerais, com seqüência de horizontes A-E-Bh e/ou Bs ou Bhs-C. São, na maioria, arenosos, sendo raras as citações de outras classes texturais. Quimicamente, são ácidos e muito pobres, com a soma de bases raramente ultrapassando 1cmolc kg -1, mesmo na camada superficial. As areias quartzosas marinhas são solos minerais de seqüência de horizontes A-C, sendo a principal diferença, a ausência de horizonte espódico (OLIVEIRA *et al*, 1992, *apud* GOMES, 2002).

O mesmo autor encontrou duas classes de solos em restingas fluminenses, sendo a areais quartzosas (atual neossolo quartzarênico) intermediária para podzol, por causa do incipiente processo de podzolização. O mesmo encontrou Moura Filho (1998, *apud* Gomes, 2002) em solos do litoral sul de Alagoas, porém com predominância de neossolos quartzarênicos. O autor, porém, não descarta a possibilidade de o processo de podzolização estar ocorrendo em maiores profundidades (espodossolos cárbicos ou ferrocárbicos hiperespessos). Segundo Oliveira *et al* (1992), enquanto os neossolos quartzarênicos estão mais próximos ao mar, imediatamente após as praias, os espodossolos predominam nas baixadas correspondentes às restingas.

O processo de podzolização pode ser descrito por diversas teorias, entre as quais se destacam três, tal como destaca Van Breenem & Buurman (1998, *apud* GOMES, 2002):

a) teoria dos fulvatos (adsorção precipitação), descrita por Petersen (1976), segundo a qual ácidos fúlvicos no horizonte superficial dissolvem ferro e alumínio de minerais primários e secundários, formando então os complexos organometálicos, que precipitam quando ocorre a saturação;
b) teoria da alofana, descrita por Andersen *et al* (1982) e Farmer *et al* (1980), que considera serem o ferro e o alumínio eluviados ao horizonte B como silicatos positivamente carregados, onde precipitam como alofanas e imogolota, com aumento no Ph. Depois, o material orgânico pode precipitar na alofana, causando um enriquecimento secundário do horizonte B;
c) teoria dos ácidos orgânicos de baixo peso molecular, descrita por Lundström *et al* (1995), que considera que esses ácidos são responsáveis pelo transporte de ferro e alumínio para o horizonte subsuperficial, sendo a precipitação do ferro e do alumínio ocasionada por quebra microbiológica do agente transportador.

A distribuição dos solos ao longo das áreas estudadas está representada no mapa pedológico elaborado a partir da compilação de mapeamentos elaborados anteriormente.

Com relação às informações pedológicas da área, como não se encontram mapas pedológicos em escala que permite mais detalhes, optou-se por classificar a pedologia juntamente com a geomorfologia, como se pode observar no mapa geomorfológico integrado. Os solos predominantes na região de Ubatuba são denominados de espodossolos, predominantes na região costeira de São Paulo. Entretanto, na região de Ubatuba, os solos arenosos marinhos estão em grande parte recobertos por sedimentos continentais pela pouca extensão das planícies e grande proximidade com a Serra do Mar.

Nas áreas mais situadas no sopé da Serra do Mar, há a existência dos colúvios, os quais são formados por material descomposto advindo das vertentes da Serra do Mar e contribuem para a existência de solos mais profundos, inclusive os latossolos, conforme afirma Rossi (1999).

8.1.8. Vegetação

Os autores Souza *et al* (1997) identificaram os tipos de fisionomias de "vegetação de restinga", descritos na Resolução Conama nº 07/96, em cada um dos sete setores

morfodinâmicos que englobam o litoral paulista e ainda estabeleceram uma correlação entre esses tipos e os substratos geológicos quaternários associados, conforme mostra a figura 61.

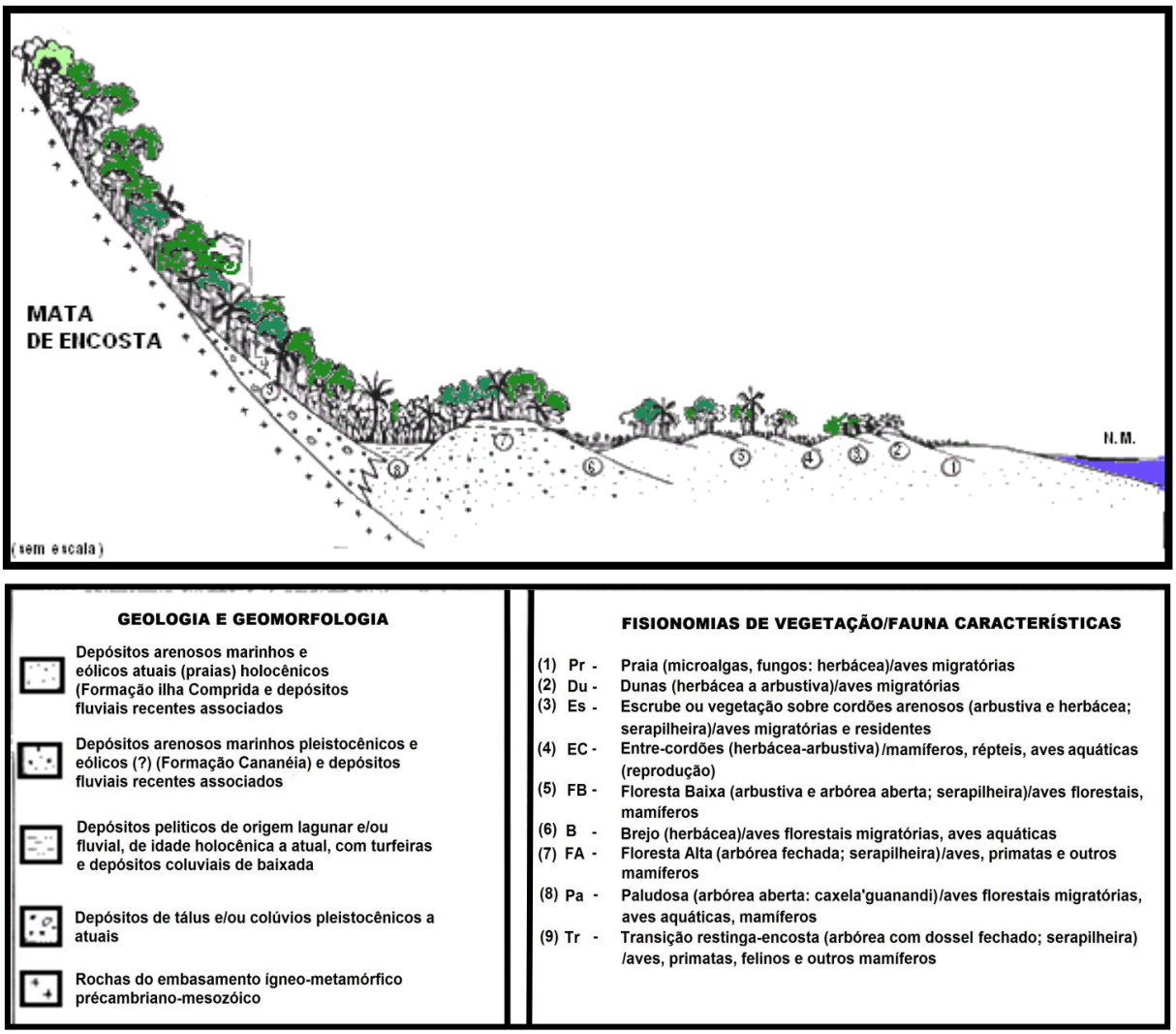


Figura 61. Seção-tipo de distribuição de fisionomias de *vegetação de restinga* e substrato geológico associado para o litoral paulista

Fonte: SOUZA *et al*. (1997) (adaptado).

Os aspectos fitogeográficos da área estudada apresenta variações que geralmente coincidem com os compartimentos morfológicos, seja nos trechos mais próximos à Serra do Mar ou nas proximidade da praia.

Dessa forma, procurou-se descrever as formações da vegetação, de acordo com cada variação morfológica representada pelas altitudes ao longo da área estudada. Os dados foram obtidos junto à SMA (1996).

Floresta de altitude

Localizada entre os 900 e 1.500 metros de altitude, caracteriza-se pela alta umidade do ar e a vegetação apresenta mudanças florísticas e fisionômicas drásticas, sendo os indivíduos mais baixos e o número de epífitas maior em relação às demais espécies vegetais. Próximo aos picos das montanhas, há a predominância de arbustos de 30 a 40 metros de altura, solo pedregoso e coberto por densa camada de liquens e musgos.

Floresta de encosta da Serra do Mar

Nas encostas da Serra do Mar, entre 50 e 900 metros de altitude, as florestas típicas têm árvores de 24 a 28 metros de altura, como a virola (*Virola oleifera*), o jequitibá (*Cariniara estrellensis*), o cedro (*Cedrela fissilis*) e a maçaranduba (*Manilkara subsericea*). A floresta tem um estrato mais baixo, com 5 a 10 metros e um estrato intermediário de 15 a 20 metros. São numerosas as epífitas, entre as quais estão bromélias, orquídeas, cactos e antúrios, espécies de grande valor comercial como plantas ornamentais.

Floresta de planície litorânea

Na planície flúvio-marinha e no sopé da Serra do Mar, numa altitude de 15 a 50 metros acima do nível do mar, ocorre uma formação mais densa da floresta, com árvores de 25 a 30 metros de altura, grande número de epífitas e denso sub-bosque. Entre as árvores, sobressaem a figueira (*Ficus gameleira*) e o guapuruvu (*Schizolobuim parahyba*).

Floresta de restinga

É a vegetação predominante na base da Serra do Mar. Próxima à praia, a restinga é formada por arbustos de 1,5 a 2,0 metros de altura, como o jacarandazinho (*Dalbergia ecastophyllum*) e a aroeira-de-praia (*Schinus terebinthifolius*), que atraem grande número de pássaros. Segue-se uma zona com árvores de 3 a 5 metros de altura, com o predomínio do araca (*Psidium catleyanum*). Mais próximo do sopé da Serra do Mar, as árvores atingem até 15 metros de altura, como o jerivá (*Arecastrum romanzoffianum*) e o palmito. É grande a variedade de bromélias, entre as quais sobressai o caraguatá (*Bromélia antiacantha*).

Floresta periodicamente alagada

Nos compartimentos da planície costeira, onde o solo fica alagado durante a estação chuvosa (outubro a março), formando o guanandizal, a espécie dominante de árvores é o guanandi (*Calophyllum brasiliensis*), que atinge 15 a 20 metros de altura. Aí vivem

também a vapuranga (*Gomedesia spectabilis*), o araticum (*Maytenus alatermoides*) e o palmito (*Euterpes edulis*). Todo o solo é coberto por muitas espécies de bromélias.

Aspectos gerais da vegetação regional

A vegetação predominante na região da Serra do Mar é a vegetação de mata atlântica ou floresta ombrófila densa atlântica, segundo denominação adotada pelo Decreto-Lei nº 750/93.

De acordo com a SMA (1996) a mata atlântica, por apresentar um dossel quase contínuo, vários estratos e grande riqueza de formas de vida (lianas, ervas, epífitas etc.), proporciona diversos nichos para a fauna, destacando-se assim sua rica biodiversidade.

Nas antedunas e dunas móveis, ocorre uma vegetação rasteira adaptada ao substrato arenoso, pobre em nutrientes, de grande mobilidade e sujeito a forte estresse hídrico. Muitas espécies dessa faixa de vegetação apresentam ampla distribuição e algumas encontram-se nas regiões tropicais do planeta. Nas dunas fixas e cordões arenosos próximos à praia, a vegetação aparece como formação arbustiva cerrada e baixa, com cerca de quatro metros de altura. Esse tipo de fisionomia é denominado popularmente, em algumas regiões, de "jundu". Na restinga arbustiva, além de espécies típicas, sobretudo da família *myrtacea*, ocorrem representantes das floras do cerrado, caatinga, campos rupestres, muitas mesófilas, simideciduais e perenifólias.

Nas depressões entre as dunas, formam-se lagoas de água doce pelo acúmulo de água das chuvas. Nos intercordões arenosos, a vegetação é de fisionomia herbácea arbustiva sem epífitas e lianas. Há pequena diversidade de pteridófitas, enquanto gramíneas e ciperáceas são comuns. Os brejos, permanentemente inundados, apresentam fisionomia herbácea e são abundantes as ciperáceas, sobretudo a taboa, gramíneas, plantas aquáticas como aguapé, ninféa e erva de santa Luzia. As áreas alagáveis, tanto as efêmeras quanto as permanentes, são locais importantes para a reprodução e alimentação de aves, mamíferos e anfíbios (SMA, 1996).

Em relação ao mangue, este apresenta três espécies que compõem o estrato arbóreo: mangue vermelho (*Rhizzofora mangje*), lagunculária (*Lagunculária racemosa*) e mangue preto (*Avicenia Schaueriana*). Em razão da falta de oxigênio, da instabilidade do substrato e da acão das correntes, esses espécies apresentam raízes escoras (*Rhizophora mangle*) ou penumatóforos (*Avicennia schaueriana*), que ampliam a base de suporte e facilitam a troca gasosa com ambiente. O emaranhado de raízes reduz a velocidade das correntes, o que acarreta um depósito extenso de argila e lodo. Essas características tornam os manguezais

muito sensíveis aos derramamentos de óleo, que se deposita sobre as raízes e dificulta as trocas gasosas.

O sub-bosque é muito pobre e cobre pouco do substrato, ocorrendo apenas plântulas dos indivíduos adultos. Várias espécies epífitas estabelecem-se sobre os troncos.

A mata paludosa, mata alagada, localiza-se nas depressões inundadas das baixadas, via de regra entre a mata atlântica de planície e a restinga. É uma mata aberta, de árvores espaçadas, na qual muita luz chega ao solo, o que permite, nas áreas menos úmidas da borda, grande ocorrência de bromélias terrestres. A caxeta é a espécie característica esse tipo de formação.

De acordo com SMA (1996), essa floresta pode ser dividida em duas classes: homogênea, em que a caxeta aparece como dominante no estrato arbóreo; há presença de poucos indivíduos de outras espécies, a lâmina d'água tende a ser mais freqüente (a área é mais alagada); e heterogênea, em que a caxeta está presente com um número elevado de indivíduos, mas não é dominante; há presença de outras espécies, sobretudo do guanandi; o solo é bem úmido mas não chega a ser alagado. Em muitas ocasiões, encontram-se, no máximo, poças d'água. A mata paludosa apresenta alturas entre 5 e 10 metros.

8.1.8.1. Mapeamento da vegetação

Ao estabelecer-se uma comparação entre as características das áreas escolhidas, constatou-se que a vegetação predominante na região de Ubatuba, mais especificamente no entorno da enseada da Fortaleza é de floresta ombrófila densa nas áreas de encosta da Serra do Mar e nos seus promontórios.

Nas planícies, predominam as vegetações de restinga alta e baixa e, em trechos onde ocorrem cordões arenosos, há presença de mata paludosa; nas depressões intercordões e nas planícies intertidais, a vegetação de mangue e fluviais. Essa vegetação característica segue o mesmo padrão na área da planície da Baixada Santista, entretanto algumas diferenças são encontradas devido a sua extensão.

Na região da enseada da Fortaleza, encontram-se também pequenos trechos de vegetação rasteira e áreas incipientes de cultivos de subsistência.

8.1.9. Aspectos oceanográficos

Com relação aos aspectos oceanográficos da área, destacam-se que estes padrões de incidência resultam na ocorrência de correntes de deriva direcionadas no sentido de S/SW, para ondas incidentes de NE/E e para NE/E para os trens de ondas incidentes.

Segundo Muehe (1998), o clima de ondas é a variável que mais influencia os processos costeiros de curto e médio prazos. O clima de ondas é responsável pelo transporte de sedimentos nos sentidos longitudinal e transversal à linha de costa. O autor faz analogia aos processos morfoclimáticos, cuja intensidade e ciclicidade comandam a esculturação do relevo emerso. Da mesma forma, a energia das ondas e a intensidade recorrente das tempestades comandam a dinâmica dos processos de erosão e acumulação na interface continente-oceano-fundo marinho.

Para o mesmo autor, a morfologia resultante neste ambiente de interface depende também de fatores adicionais, como o tipo e a disponibilidade de sedimentos, geologia, variações do nível marinho, modificações geoidais. Entretanto, a identificação da abrangência espacial de diferentes climas de ondas constitui um primeiro e importante passo para a identificação de compartimentos costeiros.

Os sistemas de ondas incidentes em toda a costa paulista estão diretamente relacionados aos sistemas climáticos do Atlântico Sul.

Os incidentes dos quadrantes a NE/E estão associados ao Anticiclone do Atlântico Sul (ATA). O giro subtropical anticiclônico presente no Atlântico Sul em latitudes médias (Alta Subtropical) traz ventos provenientes de sudeste-nordeste para a costa situada entre 15ºS e 35ºS. A posição e a profundidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul apresentam oscilações sazonais, afetando diretamente a intensidade e também a direção da tensão de cisalhamento do vento sobre a plataforma continental. Durante o verão, os ventos predominantes sobre a região costeira situada entre 15 e 35ºS sopram sobretudo do leste-nordeste, associada à Alta Subtropical, que fica confinada entre as latitudes de 20 e 25ºS, sendo a plataforma continental localizada de 25ºS (CASTRO FILHO, 1996).

De acordo com Muehe (1998), baseando-se na proposta da Reunião da Associação Brasileira de Recursos hídricos (ABRH), do sul do Brasil até Cabo Frio, predominam as freqüentes modificações das condições de vento, associadas à passagem de frentes frias, e a constante presença de marulho (swell), gerado por tempestades nas altas latitudes do Atlântico Sul e dissociadas do vento local.

Tessler *et al* (2006) obtiveram séries de observações de longa duração maiores que um ano, em locais restritos da costa sul paulista, onde projetos de obras civis ou manutenção/ampliação de portos têm sido elaborados. Os principais monitoramentos de ondas foram efetuados na região de Cananéia entre os anos de 1968 e 1969 (CTHUSP, 1973) e na região da Juréia ente os anos de 1982-1985 (BOMTEMPO, 1991, *apud* TESSLER *et al,* 2006, p. 303).

De maneira geral, as ondas mais freqüentes em tempo bom são oriundas do arco entre S 60º E-E, e as de tempestade eram provenientes do arco entre S 75º E-S 20W. Os períodos variaram entre 3 a 30 segundos, sendo que mais de 85% das medições abrangeu intervalo de 6 a 20 segundos com forte predomínio do intervalo de 9 a 11 segundos. Quanto às alturas, verifica que 90% dos valores situavam-se entre 0,5 e 2,0 metros, sendo 50% no intervalo de 1,0 a 1,5 metro.

Segundo Tessler *et al* (2006), os sistemas de propagação de ondas do litoral sul estão vinculados somente ao seu centro de geração oceânico, independentemente dos ventos locais. As direções de aproximação do quadrante NE correspondem a ondas provenientes de áreas de geração situadas a leste (ATA ou frontogênese situada a leste) e as ondas provenientes de SE/S correspondem a zonas de geração situadas ao sul (APM).

A maré local é do tipo semidiurna, com desigualdades diurnas, o que significa que existem duas preamares e duas baixa-marés por dia, com alturas desiguais segundo classificação de Contier (ABSHER, 1982).

De acordo com Absher (1982), o estudo da maré estabelece quatro níveis médios e deve ser adicionado para os mesmos dados o nível de redução (NR=31,59 cm):

- NHWS (nível médio das preamares de sizígia) = 111,67 cm;
- NHWN (nível médio das preamares de quadratura) = 77,71 cm;
- NLWS (nível das baixas-marés – marés de sizígia) = 53,96 cm;
- MLWN(nível médio das baixas-marés de quadratura)= 19,00cm.

Durante os meses considerados de inverno, a maré atinge os níveis mais baixos em maior número de vezes durante o dia, enquanto à noite tende a permanecer em torno da maré média. Nos meses de verão, ocorre exatamente o contrário.

CAPÍTULO 9. RESULTADOS

Para estabelecer a análise dos resultados das etapas da pesquisa e, com elas, das feições geomorfológicas costeiras, dos materiais que as sustentam e dos processos que as mantêm, numa perspectiva sistêmica, na qual os compartimentos geomorfológicos são subsistemas, é necessário reconsiderar o que foi apresentado no capítulo3, sobre os fundamentos teórico-metodológicos desta pesquisa.

Destaque é dado ao mapa geomorfológico, que reúne, em uma legenda integrada, a maior parte das características das componentes do meio físico e que foi elaborado a partir das diferenças entre os compartimentos do relevo em variados níveis altimétricos da planície costeira, o que permite o conhecimento e a interação dos subsistemas que formam a paisagem costeira.

A partir do mapa geomorfológico, fica clara a abordagem sistêmica utilizada nessa pesquisa, na qual se concebem os sistemas e subsistemas geomorfológicos como parte de um todo, que é o sistema costeiro.

Para a análise dos materiais, bem como do comportamento dos processos que regem esses sistemas e subsistemas e dos parâmetros mensuráveis, os métodos e técnicas utilizados para tais medidas estão citados no capítulo 5, em que se apresentam os parâmetros metodológicos e operacionais da pesquisa.

Dessa forma, a presente pesquisa abordou variáveis importantes para a análise do comportamento do relevo na paisagem costeira e procurou, numa perspectiva holística, correlacionar métodos quantitativos, utilizados para obter a resistência do material sedimentar ao longo das planícies costeiras, com o intuito de definir a resistência dos compartimentos do relevo no âmbito do equilíbrio dinâmico, e qualitativos, numa abordagem em âmbito ecogeográfico, ambos assumindo as trocas de energia e matéria como condição inconteste para estudos dos sistemas naturais.

Neste capítulo, serão apresentados os resultados alcançados na pesquisa, os quais estão distribuídos para descrição de cada uma das três áreas escolhidas como amostragem e selecionadas ao longo do litoral do estado de São Paulo. Assim sendo, apresentam-se as seqüências das etapas da pesquisa, que consistiram em etapa de gabinete, laboratório e de campo, as quais foram subdivididas para uma melhor organização dos dados, bem como para a facilitação de sua análise e apresentação.

A Imagem SRTM da Enseada da Fortaleza

As imagens STRM, são imagens que foram obtidas junto ao site da NASA, as mesmas servem, neste estudo, como um apoio visual das variações de altimetria ao longo das plancíes costeiras.

Na enseada da Fortaleza é perceptível, mesmo que de forma muito sutil, as variações altimétricas ao longo das planícies costeiras. A partir da imagem é possível confirmar vários níveis topográficos de alguns dos subsistemas geomorfológicos definidos, o que auxilia na definição dos compartimentos ou subsistemas.

Para que fosse possível mostrar essas variações de níveis altimétricos escolheram-se classes com intervalos pequenos de altitudes para que as menores variações característica das planícies costeiras fossem contempladas.

As cores em azul indicam os níveis altimétricos mais baixos caracterizando as áreas inundáveis, tais como planícies fluviais e intertidais e também setores praiais. Em verde os níveis pouco mais elevados que constituem os terraços fluviais e marinhos. Na cor amarela as planícies costeiras ou fluvio marinhas. Os amarelos mais escuros as rampasde colúvio e os patamares mais baixos da serra do Mar, conforme figura 62.

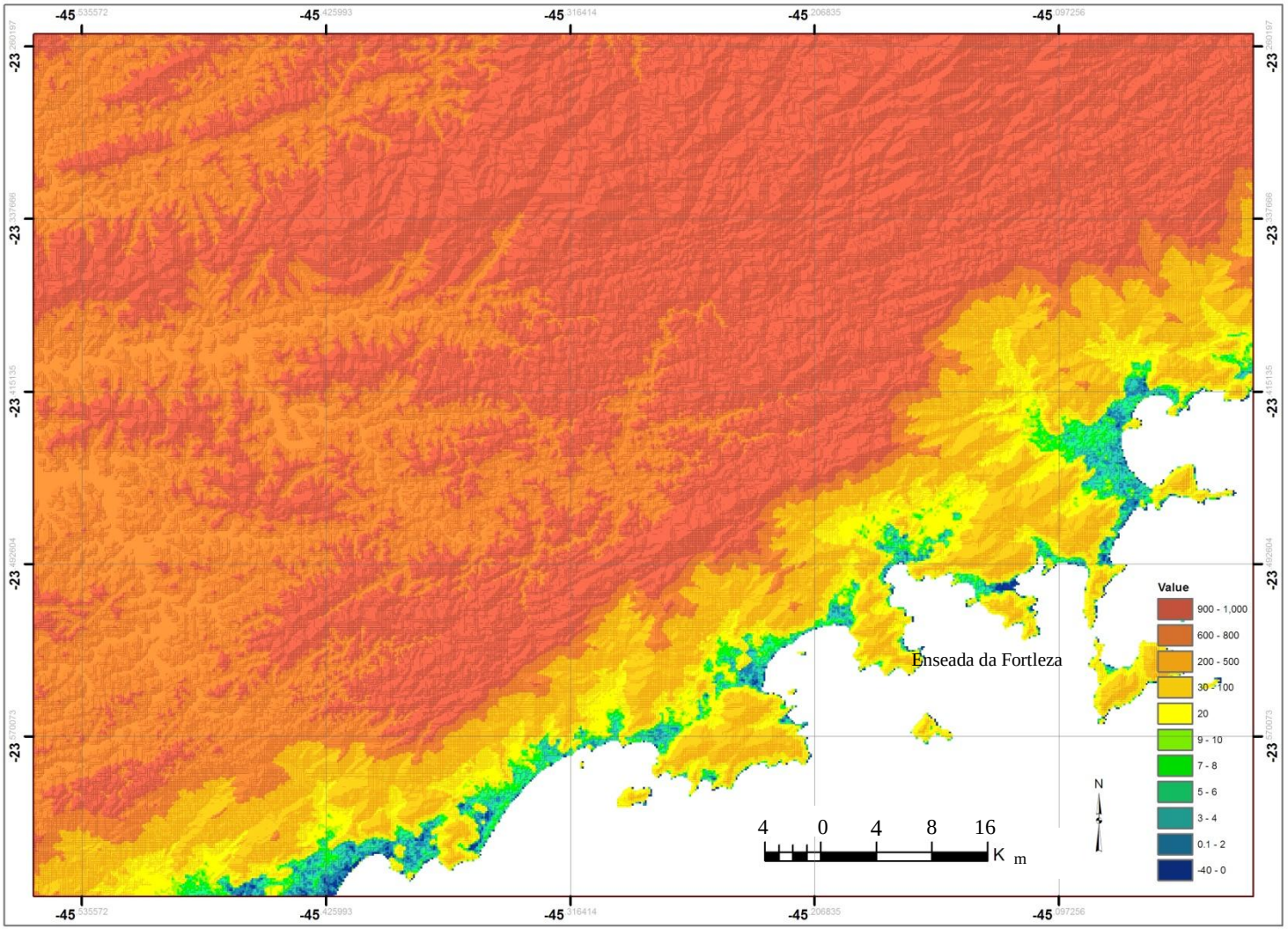


Figura 62. Mapa de Localização da Enseada da Fortaleza – Imagem SRTM. Fonte: Nasa (2008).

9.1. A Enseada da Fortaleza

Ubatuba está localizada no litoral norte do estado de São Paulo e constitui uma área com relevo que se destaca pelos recortes e reentrâncias do embasamento cristalino, que adentram o mar em forma de promontórios, formando costões rochosos e praias de bolso nas pequenas enseadas.

A enseada da Fortaleza foi uma das áreas escolhidas nessa região para representar as características geológico-geomorfológicas de suposta costa em imersão, hidrodinâmica marinha diferenciada e enseadas protegidas dos embates diretos das ondas pelos promontórios do embasamento cristalino.

As pequenas enseadas encaixadas nos embaiamentos do embasamento cristalino apresentam substrato arenoso de depósitos flúvio-marinhos ou marinhos; entretanto, somente a enseada da praia Dura, a mais extensa, apresenta drenagem perene, que deságua na praia e forma uma estreita planície fluvial, bem como uma pequena planície intertidal.

Os subsistemas nessas planícies limitam-se a estreitíssimas praias e planícies costeiras recobertas, em parte, por sedimentos continentais. Na base da serra, existem rampas de colúvio com predominância de sedimentos continentais. As praias são em parte dissipativas, em outra parte reflexivas caracterizadas pelas suas desembocaduras que se encontram voltadas para SSE e recebem incidênciao perpendicular das ondas de tempestade vindas do sul, que as atingem e provocam erosão, sobretudo em períodos de eventos climáticos extremos (frontogênese).

A análise dos dados da enseada da Fortaleza é apresentada em seis etapas, iniciando-se pela análise e descrição do uso da terra e vegetação, para a interação de ambos os aspectos, que interferem diretamente na determinação do equilíbrio dinâmico. Posteriormente, apresenta-se a análise do equilíbrio dinâmico, numa perspectiva ecogeográfica da fitoestasia de Tricart (1977). Segue-se a análise do equilíbrio dinâmico nas praias da enseada da Fortaleza, com o uso do programa Meppe, cuja descrição foi apresentada anteriormente, no capítulo de métodos e técnicas. Em seguida, desenvolve-se a análise da geomorfologia e do equilíbrio dinâmico, na qual visa a análise integrada das características físicas dos subsistemas geomorfológicos. Posteriormente, analisar especificamente os dados obtidos em campo no que concerne à resistência da cobertura sedimentar na planície costeira. O último nível de análise corresponde à correlação das características da área de estudo numa perspectiva sistêmica para a determinação da fragilidade Ambiental.

9.1.1. O uso da terra na enseada da Fortaleza e seu entorno

Com relação ao uso da terra, elaborou-se um mapa dessa área de estudo baseado em dados secundários, mais especificamente o mapeamento elaborado pela Fundação Florestal do estado de São Paulo. Esses dados foram atualizados com imagens de satélite e fotografias aéreas, bem como nos trabalhos de campo.

Na área 1, correspondente à enseada da Fortaleza, nota-se a predominância de mata secundária por toda a região da planície costeira e na Serra do Mar, sobretudo nos promontórios que adentram o mar. Entre as vegetações apresentadas no mapa existem a floresta ombrófila densa, a vegetação de restinga, a vegetação secundária e o mangue.

Por todas as planícies ocorrem interferências antrópicas, sobretudo em termos de construções isoladas e áreas urbanizadas, desmatadas, com alguns pequenos trechos de agricultura de subsistência denominadas no mapa como áreas de cultivo. Há trechos de solo exposto em que a vegetação foi totalmente retirada.

Assim, representam-se, no mapa de uso da terra do entorno da enseada da Fortaleza, os usos que representam campo antrópico, cujas características são de áreas alteradas com vegetação herbácea.

As áreas desmatadas interferem diretamente no mapeamento do equilíbrio dinâmico e da fitoestasia. Conforme figura 63, é possível perceber o mapeamento elaborado, bem como os outros aspectos do uso e cobertura da área 1.

Algumas outras categorias de usos que aparecem na área são: campo antrópico, que se caracterizam por áreas com vegetação herbácea, gramíneas, rasteira, ou vegetação em estágio inicial de desenvolvimento.

Outra categoria de uso definida é a de cultivos, que correspondem a pequenos trechos onde ocorrem as atividades de agricultura de subsistência. Tratam de incipientes áreas de cultivo de hortaliças e pequenos pomares, sobretudo na planície à retaguarda da praia Dura.

O uso urbano está mais concentrado nas bordas das praias em todas as enseadas da grande baía da Fortaleza e sinaliza o caráter turístico da região, cujos condomínios caracterizam moradias de segunda residência.

Figura 63. Mapa de uso da terra da enseada da Fortaleza e seu entorno

9.1.2. A vegetação na enseada da Fortaleza e seu entorno

A caracterização da vegetação nesta pesquisa é considerada fator importante, não só por ser elemento fundamental nas trocas de energia e matéria que ocorrem na superfície dos materiais que compõem o relevo, mas também por ter servido de base ao mapeamento do equilíbrio dinâmico e a fitoestasia no contexto ecogeográfico de Tricart (1977).

A vegetação apresenta-se em forma de mosaico e está condicionada pelo nível hidrostático, pelo tipo de solo, pela proximidade do mar e pelos efeitos dos ventos advindos do oceano.

Na área correspondente ao entorno da enseada da Fortaleza, encontram-se diferentes tipos de vegetação. Na área da Serra do Mar, predominam as florestas ombrófila densa, a de restinga alta, de restinga baixa, mata paludosa e floresta de mangue, tipos que recobrem as áreas da planície costeira com suas especificações, que seguem as variações do relevo.

O mapeamento de vegetação apresentado (figura 64) foi adaptado a partir do mapeamento da vegetação da Fundação Florestal do estado de São Paulo e atualizado com uso de fotografias aéreas e imagens de satélite, bem como em trabalhos de campo. O detalhamento da legenda pode ser simplificado pelos grandes grupos de vegetação. Assim, a floresta ombrófila densa, vegetação que recobre a encosta da Serra do Mar e parte do planalto, engloba todas as formações vegetais da área, que estão sucintamente descrita a seguir.

A floresta de altitude ombrófila densa, geralmente localizada entre os 900 e 1.500 metros de altitude e caracterizada pela alta umidade do ar e pela vegetação, apresenta mudanças florísticas e fisionômicas. Próximo aos picos das montanhas, há a predominância de árvores com 30 a 40 metros de altura, solo pedregoso e coberto por densa camada de liquens e musgos.

Nas encostas da Serra do Mar, entre 50 e 900 metros de altitude, as florestas típicas apresentam árvores de 24 a 28 metros de altura. A vegetação predominante na região da Serra do Mar é a vegetação de mata atlântica ou floresta ombrófila densa atlântica, segundo denominação do decreto-lei 750/93. A floresta tem um estrato mais baixo, com 5 a 10 metros, e um estrato intermediário de 15 a 20 metros.

Na floresta de planície flúvio-marinha, floresta de restinga alta e baixa, na planície flúvio-marinha e no sopé da serra do mar, numa altitude de 15 a 50 metros acima do nível do mar, ocorre uma vegetação mais densa, com árvores de 25 a 30 metros de altura. A

vegetação predominante a partir da base da Serra do Mar, nas proximidades da praia, a floresta de restinga, é formada por arbustos de 1,5 a 2 metros de altura. Segue-se uma zona com árvores de 3 a 5 metros de altura. Mais próximo do sopé da Serra do Mar, as árvores atingem até 15 metros de altura.

A mata paludosa é outro tipo de vegetação, que aparece nos compartimentos da planície costeira, onde o solo fica alagado durante a estação chuvosa (outubro a março). A espécie dominante de árvores que atinge 15 a 20 metros de altura. Todo o solo é coberto por muitas espécies de bromélias, com se pôde perceber em campo.

Nas planícies costeiras, a vegetação de restinga é a formação vegetal que está sobre depósitos marinhos holocênicos e apresenta fisionomia e composição florística variáveis. Abrange formações pioneiras – *Psamorfilas halofilas* – dispostas ao longo dos primeiros cordões arenosos, a vegetação arbustiva e a formação florestal distribuída sobre as areias de sedimentação marinha holocênicas e pleistocênicas. A vegetação apresenta-se em mosaico e está condicionada pelo nível do lençol freático, pelo tipo de solo, pela proximidade do mar e pelos efeitos das brisas marítimas.

Figura 64. Mapa de vegetação do entorno da enseada da Fortaleza

9.1.3. O equilíbrio dinâmico e a fitoestasia na enseada da Fortaleza e Entorno

Conforme se observa no mapa do equilíbrio Dinâmico e da Fitoestasia da Enseada da Fortaleza e seu Entorno (figura 65) foi definido a partir do mapa de vegetação, e o conceito de fitoestasia, baseado nas concepções de Tricart (1977). Nessa classificação, como já especificado anteriormente, a vegetação é considerada como elemento que mantém as trocas de energia e matéria e também a manutenção dos processos de pedogênese e morfogênese em equilíbrio dinâmico e, conseqüentemente, o relevo. O mapeamento do equilíbrio dinâmico foi elaborado a partir do mapa de vegetação e resultou nas denominações a seguir.

Nas áreas de floresta ombrófila densa ou florestas em estágio avançado de desenvolvimento, tais como as florestas de mangue, ou florestas de restinga, foram classificadas como áreas em equilíbrio dinâmico.

Os polígonos delimitados com vegetação em estágio inicial de desenvolvimento, denominaram-se de quase-equilíbrio ou equilíbrio efêmero, por se encontrarem em fase de transição ao equilíbrio dinâmico.

Outra denominação utilizada no mapeamento do equilíbrio dinâmico foi o de não-equilíbrio ou entropia, nas áreas onde ocorreu a retirada total da vegetação, áreas de solo exposto.

A última denominação refere-se às áreas que foram totalmente transformadas e onde ocorreu a retirada total da vegetação (com exceção às áreas onde existem usos antrópicos estabelecidos, mas se encontram em estágio de recuperação foi classificada como área em processo de resiliência, equilíbrio efêmero).

Nesse contexto, a cobertura vegetal tem um papel inconteste na manutenção dos processos interativos atmosfera-relevo e trocas de energia e matéria. Por isso, a distribuição da vegetação ao longo das áreas de estudo foi o fator primordial na definição dos polígonos de equilíbrio dinâmico, quase-equilíbrio, resiliência e entropia. Essas classificações, como anteriormente explicitado, são baseadas na proposta de Tricart (1977) de classificação ecogeográfica da análise ecodinâmica dos processos pedogenéticos e morfogenéticos.

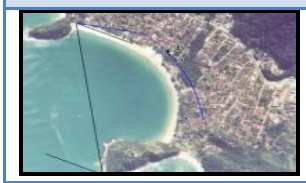
A elaboração do mapa de equilíbrio dinâmico representado pela cobertura vegetal foi importante para estabelecer parâmetros de comparação entre o equilíbrio dinâmico nos moldes ecogeográficos e o de maneira estritamente geomorfológica, como a proposta de Hack, que está representada no mapa geomorfológico. Assim, com a elaboração dessas propostas, foi possível verificar a importância da resistência do material que compõe as

formas, bem como a alternância dos processos pedogenéticos e morfogenéticos para definição dos ambientes em equilíbrio dinâmico na superfície.

Figura 65. Mapa do equilíbrio dinâmico e fitoestasia da enseada da Fortaleza

9.1.4. O equilíbrio dinâmico nas praias da Enseada da Fortaleza

O equilíbrio dinâmico nas praias foi analisado com a utilização do programa Meppe, conforme descrito anteriormente, no capítulo de métodos e técnicas da pesquisa, e como resultados obtiveram-se: **Tabela 14. Equilíbrio dinâmico na enseada da Fortaleza**

Enseada figura	Nome	Orienta-ção da praia	Direção de incidência das ondas		Resultados	
Litoral norte Enseada da fortaleza			inverno	verão	Inverno	verão
	Prainha	SE	S-SE	S-E	eq.din.	eq.din.
	Dura	SSE	S-E	S-E	eq.din.	eq.din.
	Domingas Dias	SW	S-SE	S-W	eq.din.	eq.din.
	Lázaro	SO	S-SE	S-W	eq.din.	eq.din.
	Sununga	SSO	S-SE	SW	não-eq.din.	não-eq.din.
	Fortaleza	NE	S-E	N-E	eq.din,	eq.din,
	Brava da Fortaleza	SE	S-E	SE-NO	não-eq.din.	não-eq.din.
	do Costa	NE	S-E	S-E	eq.din.	eq.din.
	Vermelha do Sul	W	S-E	S-E	eq.din.	equ.din.

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na tabela 14, é possível perceber que algumas praias, no período de verão, apresentam características diferenciadas das que ocorrem no inverno. As figuras ilustram uma situação momentânea para situações específicas de direções de ondas, nesse caso no mês de junho, ou seja, no inverno. Trabalhou-se aqui com a predominância das direções das ondas no verão e no inverno, como amostragens temporárias, mas predominantes para o estabelecimento do equilibro dinâmico nessas praias.

É importante destacar que, neste trabalho sempre ocorreu a preocupação de correlacionar as direções e posição geográfica, fato fundamental para entender as influencias de ventos, ondas e passagens de frentes polares. Assim como afirma Cruz (1998) a posição e a direção das praias dependem de como os materiais detríticos se acomodam nos vãos por entre os maciços e morros costeiros e por entre seus esporões e costões. Dependem também da direção das ondas de tempestade, do marulho "swell", da pista "fetch", de ventos fortes, da refração das ondas e de seu espraiamento na praia, o que vai influenciar supostas atividades econômicas.

A primeira praia analisada foi a Prainha, que possui embocadura com orientação para SE e foi classificada em equilíbrio dinâmico tanto no período do inverno quanto no verão, por causa da sua orientação para SE a protege dos embates diretos de ondas de tempestade que geralmente advém da direção SSW-S-SSE, conforme afirma Souza (1997).

A praia Dura é situada mais ao fundo da baía da Fortaleza, mas sua embocadura é voltada para SE; as ondas chegam com pouca energia pela diminuição gradual da profundidade da plataforma interna adjacente, carregando apenas sedimentos arenosos finos. Seu nome está relacionado às suas características de praia dissipativa de baixa energia e, portanto, com granulação mais fina de sedimentos de "maior coesão", conforme afirma Souza (1997).

A praia Domingas Dias que está orientada no sentido SSW, fica protegida pelos promontórios que a circundam e por isso se encontra em equilíbrio dinâmico.

A praia do Lázaro, que possui orientação na direção SSW, assim como a praia Domingas Dias, que possui dois pontões rochosos limitando-a, ficam também protegidos dos embates das ondas que vêm em direção oposta da sua orientação. Conforme explica Souza (1997), a praia do Lázaro é a mais abrigada, porém parte dela é voltada para o sul.

A praia da Sununga sofre fortes embates de ondas vindas de sudeste, sobretudo porque está orientada para essa direção e não possui promontórios que a protejam das ondas, que chegam perpendicularmente a ela. É uma praia reflexiva e possui declividade acentuada, em que as ondas chegam com dinâmica forte. A declividade é perceptível na

batimetria, que mostra a profundidade da plataforma interna rente à praia da Sununga, já se inicia em 10 metros aproximadamente. Na avaliação com o programa Meppe resultou em não-equilíbrio. Essa praia recebe ondas diretas vindas de NE e de SE.

Segundo Souza (1997), as praias de maior declividade e menor largura são as de Fortaleza e Vermelha de Fortaleza. Ambas têm características intermediárias a reflexivas, sendo as menos abrigadas por estarem voltadas para a boca SE da baía.

A praia da Fortaleza, de fato, é uma praia estreita e com sedimentos finos, e apresenta declividade também baixa na parte sul, que, por estar protegida por um pontão rochoso, apresenta sedimentos finos. A parte norte, mais voltada para SE, é mais reflexiva e apresenta sedimentos mais grossos. A praia Brava da Fortaleza, como o nome indica, constitui outra praia com dinâmica elevada pela alta energia das ondas que a atingem. Suas areias são grossas e a declividade é média. Na análise com o programa Meppe, essa enseada também resultou em não-equilíbrio.

A praia do Costa tem desembocadura voltada para NE e apresentou-se em equilíbrio dinâmico no inverno e no verão, porque se encontra protegida do embate direto das ondas que adentram a enseada da Fortaleza.

Para Souza (1997), na enseada da Fortaleza, no inverno analisado, as larguras foram muito menores e as inclinações, maiores que no verão. Isso ocorreu por causa das condições de frontogênese e de preamar de sizígia no inverno, em contraposição ao tempo bom e de maré de quadratura no verão. A ilha do Mar Virado, localizada ao sul, mas fora da baía, também contribui para a atenuação das ondas associadas às frentes frias (SSW-S-SSE).

Assim conclui-se que as praias que são voltadas na direção SE e se encontram mais próximas à entrada da grande baía, como a praia da Sununga, apresentam-se em condições de não-equilíbrio dinâmico, sobretudo por causa das ondas decorrentes das frontogêneses que atingem a enseada, sobretudo, durante o verão.

Outras praias, como Lázaro e Domingas Dias, têm a desembocadura voltada para SE, entretanto, por estarem localizadas mais para o interior da baía e por estarem protegidas por promontórios, encontram-se em equilíbrio dinâmico.

9.1.5. A geomorfologia integrada e o equilíbrio dinâmico na Enseada da Fortaleza e entorno

Para estabelecer uma correlação entre a teoria do equilíbrio dinâmico e a identificação da formas do relevo e apresentá-la no mapeamento geomorfológico,

elaborou-se o mapa geomorfológico integrado e equilíbrio dinâmico, no qual se destaca a idéia proposta por Hack (1965) de equilíbrio dinâmico das formas, conforme a resistência do material que as sustenta. Nesse mapa, também se segue uma proposta taxonômica elaborada para este estudo que poderá ser utilizada para outros que tenham como objeto de exame áreas localizadas no litoral.

9.1.5.1. Taxonomia do relevo do litoral - uma proposta

Nos estudos geomorfológicos na região costeira, que são, de modo geral, voltados para a amostragem das formas atuais e buscam retratá-las em forma de mapeamentos, propõe-se uma ordem taxonômica para os estudos sobre essa área. Propõe-se uma melhor sistematização das representações do relevo no contexto da evolução das formas que margeiam e contribuem para a dinâmica e manutenção das planícies costeiras, bem como da plataforma continental.

Uma taxonomia para a região costeira pode ser voltada para as características geomorfológicas representadas pelas reentrâncias moldadas e sustentadas no embasamento cristalino e preenchidas pelos sedimentos advindos do continente ou da plataforma continental. Dessa forma, propõe-se uma compartimentação em táxons para os estudos que envolvem as áreas litorâneas. Esta classificação subsidia o mapeamento das três áreas de estudo:

Primeiro táxon – geotextura – retomando a idéia de geotextura, desenvolvida por Mecerjakov, reconsideram-se as placas tectônicas como uma forma geomorfológica de importância por representar a continuidade do continente, como importante reserva de sedimentos, que são retabalhados na linha de costa, e ainda por constituir elemento importante da deriva das correntes costeiras. A placa tectônica, classificada como geômero por Sotchawa (1978), no caso do Brasil, denominada placa continental atlântica, representa também o compartimento plataforma continental.

Segundo Táxon – morfoestruturas – enseadas, embaiamentos, terrenos continentais, plataforma continental – correspondem aos terrenos costeiros voltados para o oceano e sofrem influências diretas e indiretas dos processos costeiros.

Terceiro Táxon – morfoesculturas – planície costeira, propriamente dita, pode ser o terceiro táxon. Ela pode ser delimitada a partir da interface entre a serra e a planície e estender-se até a linha de pós-praia; a praia, propriamente dita, não englobada, já que será considerada em um táxon mais detalhado.

Quarto táxon – morros e colinas (conjunto), terraços marinhos, terraços fluviais, planícies fluviais, planície intertidal, planície fluvio-marinha, praia, perfil de praia e plataforma continental adjacente, rampas de colúvio. Por estar localizados nas planícies costeiras e também em nível altimétrico mais alto, os morros isolados e colinas são contribuidores de sedimentos à planície costeira e no entorno daqueles se formam pequenas rampas de colúvio. Esse componente do relevo costeiro pode receber denominações de avaliação tal qual existe para os morros e colinas do continente, medidas de declividades e as formas das vertentes, as quais são analisadas nos táxons de escalas de maior detalhe.

Esses compartimentos do relevo costeiro podem ser avaliados pela composição do seu material e constituem compartimentos que compõem a planície costeira e por isso podem ser avaliados em escala local de detalhe, ou seja, em trabalho de campo, para quantificar os seus processos e as suas composições, formas, estruturas. Esses compartimentos constituem os mais baixos da área costeira e também os mais frágeis, tanto em termos de composição do material, quanto em termos de processos que os envolvem..

Quinto táxon – este será o estudo individualizado de cada compartimento delimitado em escala de menor detalhe. No quinto taxon, podem ser analisadas também as vertentes (dos morros e colinas isolados), cordões litorâneos e depressões intercordões, dunas, escarpas de praia, berma.

Dessa forma, a compartimentação do relevo costeiro contempla estudos de variadas escalas de detalhe e abrange as morfoestruturas e morfoesculturas que formam os grandes sistemas e os subsistemas da área costeira. Para uma correlação dessa taxonomia do relevo com a teoria do equilíbrio dinâmico, propôs-se aqui apresentar uma elaboração simples da aplicação dessa teoria na área de estudo, considerando as trocas de matéria e energia na interface do estrato geográfico, em um sistema aberto inerente ao equilíbrio dinâmico, que trata de resistência medida pela resistência dos sistemas e subsistemas.

Desse modo, procurou-se representar esses sistemas e subsistemas no mapa geomorfológico integrado e o equilíbrio dinâmico que aparecem nas áreas, conforme se observa na figura 66.

Figura 656. Mapa geomorfológico integrado e equilíbrio dinâmico da área 1 – enseada da Fortaleza

Os aspectos geomorfológicos foram mapeados em diferentes compartimentos do relevo costeiro. A partir da praia em direção ao continente, identificaram-se os seguintes compartimentos: praia, pós-praia, planície fluvial, terraço fluvial, planície intertidal, planície marinha, terraço marinho, terraço marinho recoberto por dunas, morros costeiros e serras.

Em uma proposta de taxonomia do relevo nas tabelas 15 e 16, nas quais se apresentam as principais morfoestruturas (macrocompartimentos) da região litorânea estudada e as suas características em função da morfologia substrato rochoso, dos solos, resultantes da gênese da região costeira. Esses macrocompartimentos, bem como os compartimentos menores, estão representados no mapa geomorfológico das áreas estudadas.

Tabela 15. Características dos macrocompartimentos (ou macrossistemas) do litoral de São Paulo

Período	Geotextura 1º táxon	Morfoestrutura 2º táxon	Morfologia	Litologia	Solos
Quaternário	PLACA ATLÂNTICA 1º tAXON	Planície Costeira 2º táxon	Áreas planas e suavemente onduladas formada pela alternâncias de cordões marinhos longos e depressões interecordoes alagadiças e pantanosas, paralelas a linha de costa.	Areias quartzosas marinha finas, de cor amarela a ocre, cimentadas ou não, resultantes de deposição marinha regressiva de idade pleistocênica (Formação Cananéia) Areais quartzosas finas marinhas, micáceas, com restos de conchas de idade holocênica (Transgressão Santos). Intercalam-se camadas de argilas plásticas e argilas siltosas cinza a negra, com matéria orgânica nos alagadiços e também areia média e grossa próxima à escarpa e aos canais fluviais. Nas depressões das planícies, constituem-se por areias finas marinhas, matéria orgânica, ocorrendo argila de modo subordinado. Nas áreas das planícies fluviais e flúvio-lagunares e flúvio-marinha não diferenciadas são áreas planas onduladas que abrigam a faixa de movimentação dos canais meândricos (leito maior).	Espodossolo ferrocárbi-co hidromór-fico ou não hidromór-fico textura arenosa. Neossolos quartzarê-nicos, organosso-los. Gleissolo tiomórfico salino, organosso-lo hêmico ou fíbrico, gleissolo hêmico ou háplico.
		Plataforma continental	Níveis batimétricos	Sedimentos arenosos sobre rochas do embasamento cristalino	Sem classifica-ção
Terciário		Serra do Mar Morros	Formas alongadas, assimétricas, subniveladas. Na cimeira tem ruptura de declive nítida. Perfil de vertente continuo retilineo ou descontinuo por causa da presença de corpos de tálus e/ou pedimentos. Vales erosivos em V aberto, pouco encaixado. Média densidade de drenagem.	Embasamento cristalino Granito porfiróides a granoblásticos grossos, granitos de granulação média e embrechitos facoidais, xistos, filitos e migmatitos xistosos e rochas, gnaisse, migmatitos	Cambisso-lo háplico distrófico latossólico, textura argilosa ou argilosa com cascalho álico (cx)

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

As áreas litorâneas estudadas podem ser genericamente representadas pela compartimentação do relevo apresentada por Ponçano *et al* (1981), na qual o autor classifica em três os compartimentos da região costeira, Serra, morros e baixada Litorânea. Neste estudo, optou-se por chamá-los de morfoestruturas (macrocompartimentos) litorâneas.

Com um maior detalhamento, considera-se que a morfoestrutura, ou macrocompartimento, denominada planície costeira (ou baixada litorânea) pode ser subdividida em microcompartimentos geomorfológicos, os quais são comumente denominados de: praia, planície fluvial, terraço fluvial, planície intertidal, terraço marinho, planície flúvio-marinha, terraço marinho recoberto por dunas e cordões arenosos, morros e colinas costeiros. Assim, foi elaborada, neste estudo, a representação dessas características dos compartimentos ou subsistemas geomorfológicos que ocorrem na região litorânea do estado de São Paulo. Esses microcompartimentos podem seguir as seguintes configurações, que foram distribuídas na tabela 16 para melhor observação das áreas estudadas e que foram anexadas no mapa como legenda:

Tabela 16. Características dos microcompartimentos da planície costeira apresentados no mapa Geomorfológico
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Período	Morfo-estrutura 2º táxon		Morfo escultura 3º táxon	Morfo escultura 4º táxon	Morfologia	Litologia	Solos	Cobertura vegetal	Equilíbrio dinâmico
QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO /HOLOCENO	ENSEADA/EMBAIAMENTO/TERRENOS CONTINENTAIS/PLATAFORMA CONTINENTAL	PLANÍCIE COSTEIRA 3º TAXÓN	Praia	Inclinada ou levemente inclinada em direção à plata-forma	Areia fina a muito fina	Neossolo quartzarê-nico	Sem vegetação	Não-equilíbrio
				Planície intertidal	Suavemente inclinada	Argila, silte, areia muito fina, sedimentos biodetríticos	Gleissolo tiomórfico salino	Mangue	Não-equilíbrio
				Planície fluvial	Suavemente inclinada, quase plana em direção ao canal fluvial	Areia, Silte argilas, matéria orgânica.	Gleissolo tiomórfico argilosos; gleissolo háplico indiscri-minado	Mata paludosa	Não-equilíbrio
				Planície flúvio-marinha	Suavemente onduladas e planas com tendência à inclinação para o mar. Cordões arenosos e depres-sões intercordões	Areias quartzosas finas	Espodos-solo ferrocárbi-co hidromor-fico ou não hidromór-fico textura arenosos, neossolo quartzarê-nico, organos-solo	Vegetação de restinga Mata paludosa	Equilíbrio dinâmico
				Rampa de colúvio	Enclina-da ou levemente inclinada	Depósitos de origem continen-tal	Cambissolo e Latossolo	Floresta ombrófila densa submonta-na	Equilíbrio dinâmico
TERCIÁRIO	NEÓGENO/PANEÓGENO		SERRAS E MORROS	Serras e Morros Isolados	Formas alonga-das assimé-tricas subniveladas. Na cimeira tem ruptura de declive nítida. Perfil de vertente contínuo retilíneo por causa da presença de corpos de tálus e/ou pedimentos. Vales erosivos em V aberto, pouco encaixa-do. Média densidade de drena-gem.	Embasamento cristalino, granito porfiróides e grano-blásticos grossos, granitos de granula-ção média e embre-chitos faoidais, xistos, filitos, migmatitos xistosos e rochas gnaisses e migma-titos	Cambissolo aplico distrófico, latossólico textura argilosa ou argilosa com cascalho álico	Floresta ombrófila densa	Equilíbrio dinâmico

As informações de solos foram baseadas em trabalho de campo e classificação de LEPSH *et al* (1999), Embrapa (1999), IAC (1999).

Tabela 17. Gênese e formas do relevo

Nome da Forma	Gênese/processo	Tipo de forma no relevo
Macroforma Tectônica	Tectônica	Placas litosféricas
Macroforma Esculpida	Erosão	Planaltos, Planícies, depressões
Mesoforma Esculpida	Erosão	Colinas, morros, serras
Microforma Estrutural	Erosão, sedimentação	Vertentes, fundos de vales, topos, planícies, terraços

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

As características geomorfológicas na região costeira podem ser descritas pela compartimentação do relevo, baseada também nas diferenças altimétricas resultantes da sua gênese, conforme tabela 17.

A característica principal da baixada litorânea é que, de maneira genérica, ela é formada por sedimentos quaternários marinhos, mistos e continentais, constitui uma extensa planície costeira caracterizada por diferentes tipos de terrenos ou compartimentos, tais como: terraços marinhos, planícies fluviais, planície flúvio-marinha, terraço marinho recoberto por cordões, planície, planície intertidal, praia, e depressões intercordões.

Considera-se imprescindível destacar a importância dos rios do litoral os quais desempenham papel de transportadores de sedimentos e também de modelagem da planície costeira, muito embora em alguns setores do litoral a litologia é que condiciona a formação dos canais fluviais. Na planície costeira, os rios são em sua maioria, de padrão anastomosado e formam meandros por influência do baixo gradiente topográfico e do nível de base marinho.

As planícies flúvio-marinhas são datadas do Pleistoceno e Holoceno, e tiveram seu desenvolvimento associado à Transgressão Santos. Elas apresentam cordões litorâneos constituídos por areias quartzosas finas, micáceas com restos de conchas, depressões intercordões e áreas alagadiças, onde ocorrem intercalações de argilas plásticas e argilas siltosas cinza a negra, com matéria orgânica, que deram origem a espodossolo ferrocárbico hidromórfico, textura arenosa e neossolo quartzarênico.

Nas áreas da planície costeira[7] onde ocorrem os cordões, podem ser individualizadas as depressões intercordões e as praias, que são compartimentos formados na área mais próxima ao oceano. As depressões apresentam-se alongadas e extensas, podendo ou não estar associadas a canais fluviais. São formadas por areias marinhas com matéria orgânica e argila de modo subordinado, onde se formam os solos tipo organossolo e gleissolo. A gênese dos cordões litorâneos das planícies central e sul paulista pode ser interpretada em termos do rebaixamento do nível relativo do mar, durante o Holoceno, como conseqüência do aporte de areias provenientes da plataforma continental próxima (SUGUIO & MARTIN, 1978 a; FLEXOR *et al*, 1984).

Flexor *et al* (1984), complementando o princípio de Brunn, a partir do qual uma elevação do nível relativo do mar provocaria erosão na "alta-praia" e deposição de sedimentos na "antepraia", afirmam ter as correntes de deriva litorânea desempenhado papel fundamental na construção dos cordões litorâneos da planície costeira das regiões sul e sudeste do Brasil.

Dessa forma, nos períodos de nível relativo do mar mais baixos, durante o Holoceno, ocorreu um importante aporte de areias da plataforma continental rumo à "alta-praia" que, arrastadas pela deriva litorânea, contribuíram na construção das extensas planícies de cordões litorâneos. Portanto, sob essas circunstâncias, esse avanço holocênico da área emersa onde há cordões que cobrem os terraços correspondem às cristas de "altas-praias" que foram sucessivamente abandonadas no decorrer da progradação da costa.

O microcompartimento praia[8] é constituído por areia fina a muito fina nas praias que apresentam características dissipativas e baixa declividade. Sobre essas areias, desenvolve-se o neossolo quatzarênico. Nas praias com características reflexivas de maior declividade, as areias são grossas a muito grossas.

Os microcompartimentos planícies marinhas[9] e flúvio-marinhas são recobertos por cordões marinhos baixos e por depressões intercordões parcialmente alagadas. As áreas

[7] Planície de baixo gradiente que margeia corpos de água de grandes dimensões, como o mar, representando comumente faixas de terra recentemente emersas, compostas por sedimentos marinhos e fluvio-marinhos, em geral de idade quaternária.

[8] Zona perimetral de corpo aquaoso (lago, mar, oceano), compota de material inconsolidado, em geral arenoso (0,062 a 2mm) ou mais raramente composta por cascalhos (2 a 60 mm), conchas de moluscos, etc., que se estende desde nível de baixamar média (profundidade de interação das ondas com o substrato ≅λ/20) para cima, até a linha de tempestade), onde há mudanças na fisiografia, como zona de dunas ou de falésias marinhas.Suguio (1988).

[9] Planície de baixo gradiente que margeia corpos de água de grandes dimensões, como o mar, representando comumente faixas de terra recentemente emersas, composta spor sedimentos marinhos e fluvio-marinhos, em geral de idade Quaternária. SUGUIO (1988).

de planícies marinhas sem cordões estão associadas à Transgressão Santos, têm distribuição restrita e são muito difíceis de ser identificadas.

Os pontos mais elevados da planície costeira, classificados como terraços marinhos,[10] correspondem aos espodossolos ferrocárbicos hidromórficos ou não hidromórficos textura arenosa, e neossolos quartzarênicos, que se desenvolvem sobre sedimentos da Transgressão Santos, em condições semelhantes.

As planícies fluviais também constituem outro compartimento ou subsistema pertencente às planícies costeiras e correspondem aos terrenos de atuação dos rios e as áreas que alagam em períodos chuvosos.

O microcompartimento denominado de planície intertidal[11] corresponde às áreas de mangue, solos moles compostos por matéria orgânica, sedimentos de areais finas, silte e argila, permanentemente alagadas, concentrações salinas elevadas. Ocorrem também, nesses terrenos, solos do tipo, orgnossolos, gleissolo tiomórfico salino, e grande quantidade de restos de vegetais e conchas, sendo cortadas por canais de maré meândricos e recoberta pela vegetação típica de manguezal.

Outro compartimento considerado no mapeamento é a plataforma continental[12] adjacente. No trabalho de Lima (2000), foi possível obter a batimetria da plataforma adjacente imediata, que é representada a cada metro, atingindo -12 metros, a qual foi digitalizada e inserida em todos nos mapas temáticos para evidenciar que a plataforma também faz parte da compartimentação do relevo. Nesse trecho da enseada da Fortaleza, é possível observar maior concentração de sedimentos junto às praias, sobretudo na praia Dura, praia dissipativa que fica mais distante da boca da enseada da Fortaleza onde a dinâmica das ondas é menor e, conseqüentemente, a sedimentação de finos é mais concentrada.

---

[10] Antigo relevo costeiro, situado acima ou abaixo do nível marinho atual, representando paleolinhas praiais. São feições importantes nas recontituições paleogeográficas, fornecendo subsídios para a identificação de eventos eustáticos e/ou tectônicos em regiões litorâneas. Muitas vezes aparece uma seqüência de terraços escalonados correspondentes a diferentes fases transgressivas e regressivas associados respectivamente a estádios interglacial e glacial.SUGUIO (1988)

[11] Área pantanosa ou lamacenta, de baixo gradiente, coberta pelas águas durante as merés vazantes (flood tides).Suguio (1988)

[12] Zona marginal dos continentes caracterizada pela suave declividade que se estende da praia até a profundidade máxima d cerca de 180 m, quando tem início o talude continental.SUGUIO (1988).

9.1.6. As medidas de resistência dos materiais. Ensaios como pentrômetro de impacto na enseada da Fortaleza

Os resultados obtidos estão, em princípio, apresentados por trechos percorridos e analisados em trabalhos de campo e laboratório. Assim, este capítulo foi dividido por trechos percorridos, que correspondem a cada etapa de campo com os respectivos pontos de amostragem, para verificação da paisagem local e resistência do solo obtida com os ensaios do penetrômetro de impacto. A apresentação dos resultados foi formatada com o intuito de melhor produzir as análises desses dados e, para isso, consideram-se, em cada trecho, as características obtidas com os recursos de campo.

Para melhor representar os dados obtidos, bem como para facilitar a sua análise e comparação das características de cada área, elaboraram-se mapas, gráficos e tabelas.

Os pontos de campo estão representados na figura a seguir:

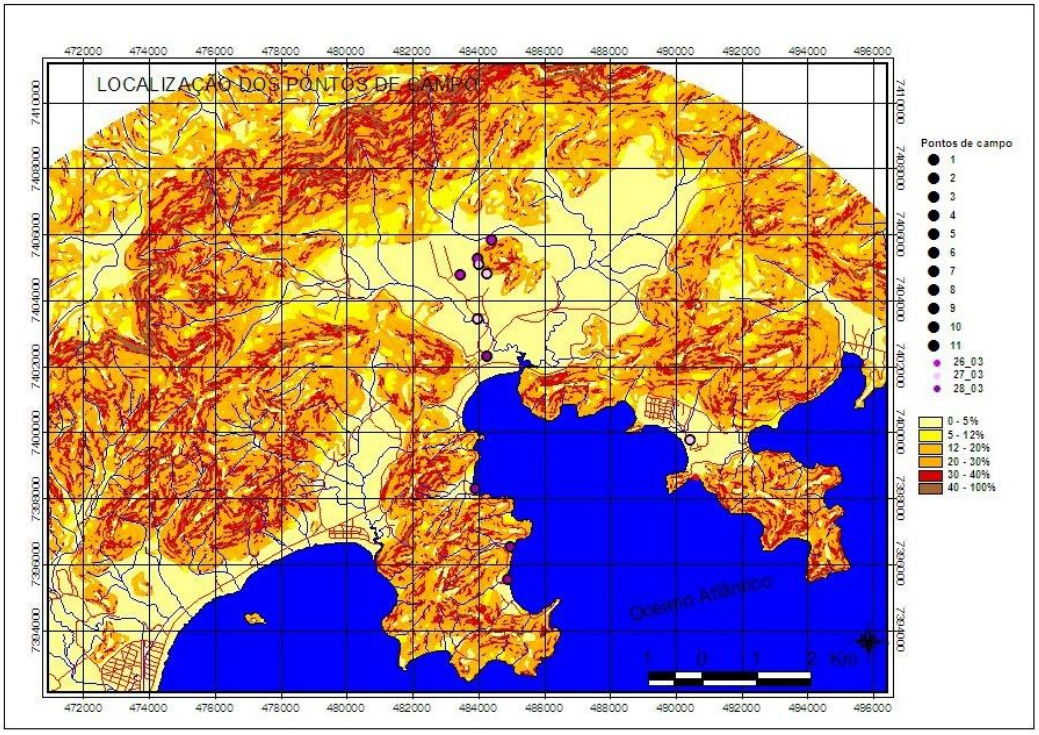


Figura 66. Localização dos pontos do campo em Ubatuba
Organização e elaboração: Matos Fierz (2008).

Na figura 66, é possível ter-se uma idéia da variação do relevo no entorno da enseada da Fortaleza. Nessa figura, também estão os transectos escolhidos para elaboração dos perfis topográficos, os quais mostram a variação de altitude em cada enseada.

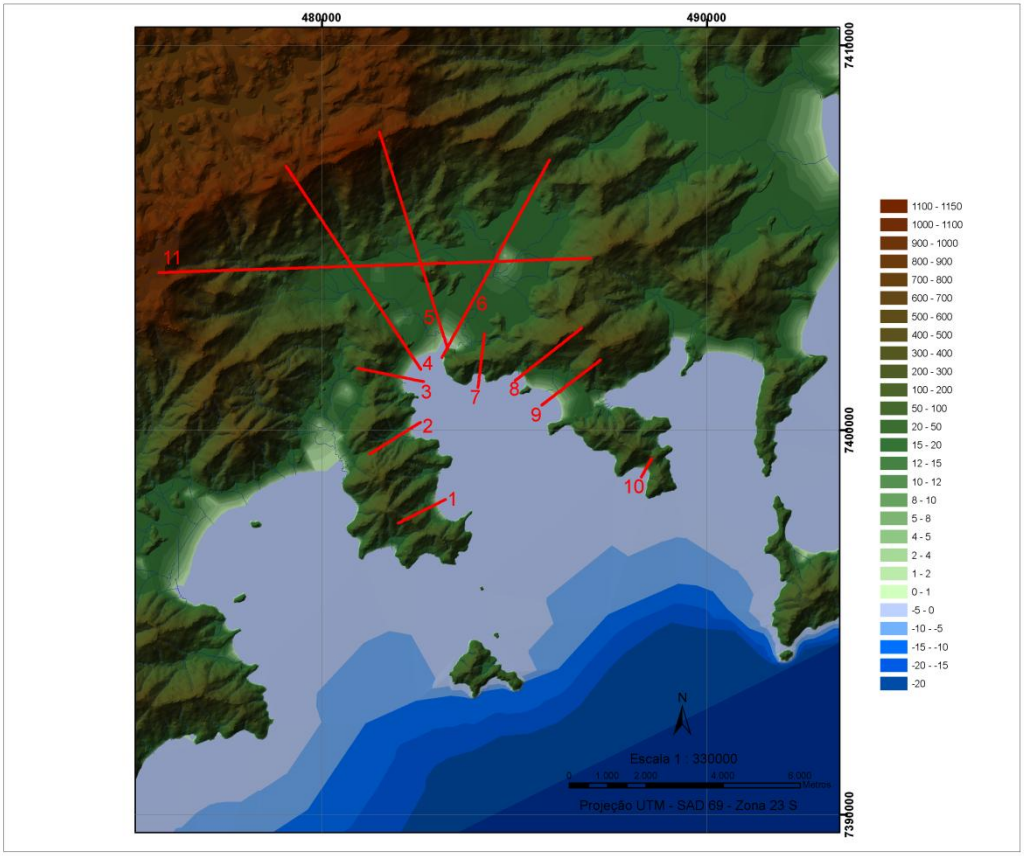


Figura 67. Localização dos Perfis na enseada da Fortaleza anexos de 1 a 11) Organização e elaboração: Matos Fierz (2008).

9.1.6.1. Dados com Penetrômetro de Impacto sobre a resistência dos materiais do trecho 1 – Ubatuba –enseada da praia Dura

A enseada da praia Dura está localizada no fundo da enseada da Fortaleza e voltada para a Serra do Mar em direção ao continente. Entre as enseadas da localidade, é a mais extensa e possui também a maior planície costeira, cujo relevo foi possível compartimentar em sete partes: rampa de colúvio, morros isolados, planície flúvio-marinha, planície fluvial, planície intertidal (mangue), praia e plataforma continental adjacente, conforme se observa no mapa geomorfológico.

Na figura 68 é possível observar as diferenças de relevo entre as planícies costeiras, os morros costeiros e a serra do Mar.

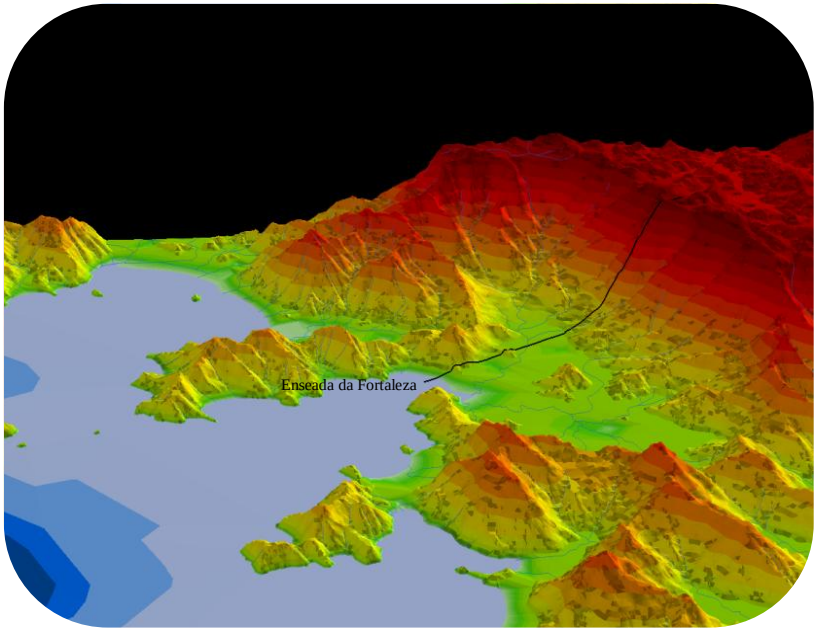


Figura 68. Imagem da vista aérea do MNT e hipsometria da enseada da praia Dura
Organização e elaboração: Matos Fierz (2008).

Nas fotos 1 e 2 é possível observar que a praia Dura apresenta características de praia dissipativa com baixa declividade, formada predominantemente por sedimentos finos resultantes da baixa hidrodinâmica das correntes de deriva litorânea. Em segundo plano, nota-se a Serra do Mar.

Foto 1. Vista frontal da praia Dura

Foto 2. Lateral da praia Dura

Fotos: Matos Fierz, M. S. (2008).

A área compreendida pela enseada da praia Dura foi o local onde se concentrou a maioria dos testes com o penetrômetro de impacto. Essa enseada foi escolhida por ser a maior entre as enseadas que compõem a reentrância da enseada da Fortaleza e por estar mais próxima ao continente.

A enseada da praia Dura, localizada na direção EW, possui elevada quantidade de sedimentos continentais, que se sobrepõem às areias marinhas. Sua retaguarda, mais extensa do que as demais enseadas, apresenta certa variação do relevo, como a presença de

cordões litorâneos, que são visualmente identificados nas fotografias aéreas. De acordo com Souza (1997), a praia Dura é constituída predominantemente de areias finas, muito bem a moderadamente selecionadas, mas no inverno verificaram também areias muito finas.

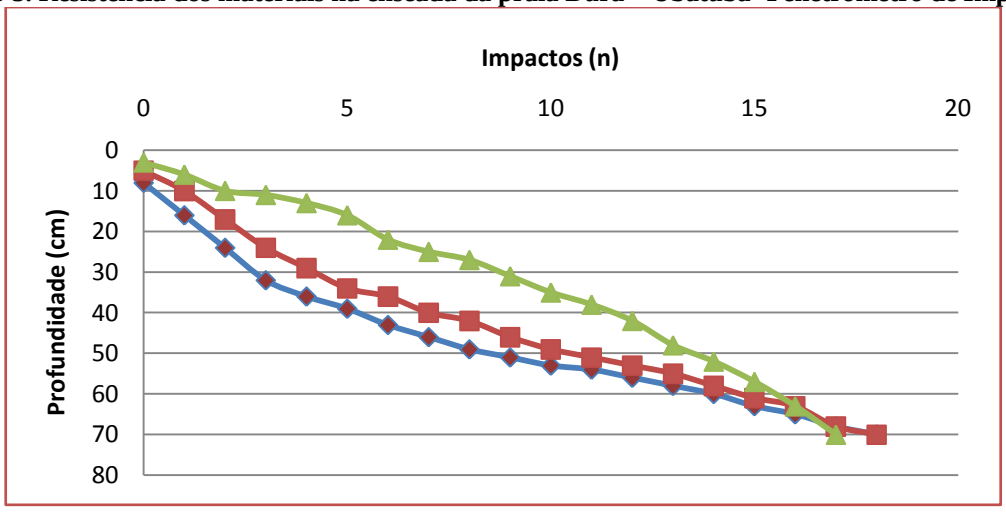
De maneira geral, observou-se que o trecho localizado à retaguarda da praia Dura apresenta uma resistência de nível médio, notadamente, porque as batidas não ultrapassaram os 40 impactos, com exceção das áreas em que se verificava a presença de raízes em excesso e rochas em alteração.

Apresentando-se os dados de resistência na enseada da Praia Dura, os pontos localizados à retaguarda da praia apresentaram variedade de compactação que estão descritos a seguir:

Esse primeiro ponto representado no gráfico 5 localizado nas proximidades do sopé da Serra do Mar e morro costeiro, área de sedimentos coluviais, onde predominam sedimentos continentais, apresentou resistência que necessitou de 18 impactos para que a haste de 70 cm penetrasse totalmente no solo A média de impactos neste ponto foi de 17 impactos.

Esses dados serviram como base de parâmetro para a comparação da resistência diferenciada entre os outros tipos de materiais, em que predominam os sedimentos marinhos ao longo das planícies costeiras da enseada da Fortaleza.

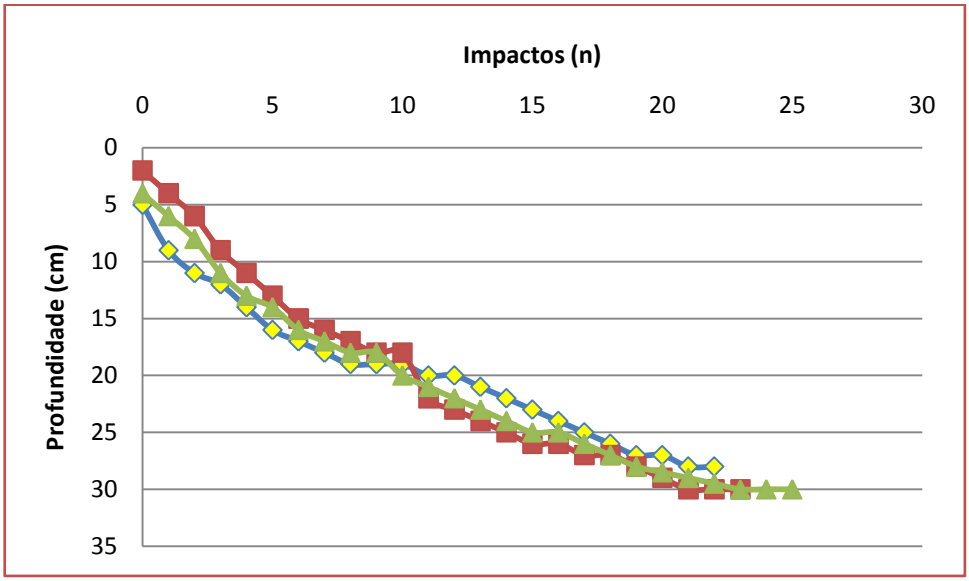
Gráfico 5. Resistência dos materiais na enseada da praia Dura – Ubatuba- Penetrômetro de Impacto



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No gráfico 6 estão os dados de compactação do ponto 2 da enseada da Praia Dura. Neste trecho as três amostras também seguiram um padrão de impactos/profundidade atingidos e a atingiram a média de 24 impactos para atingir 70 cm.

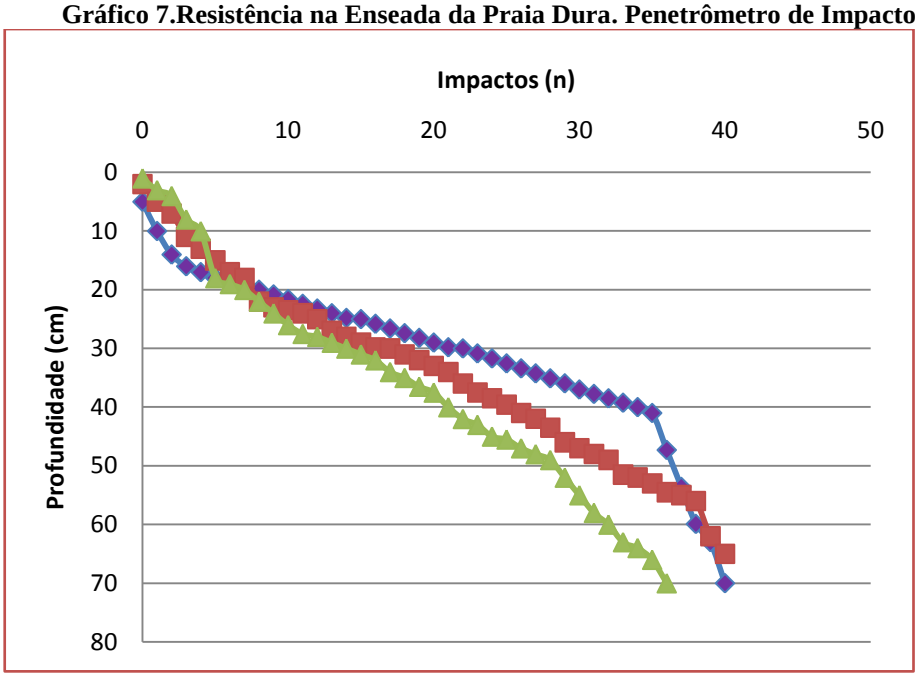
Gráfico 6.Resistência na Enseada da Praia Dura. Penetrômetro de Impacto



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No gráfico 7 nota-se que os impactos atingiram uma média de 38 batidas para atingirem os 70 cm da haste. Este ponto também foi localizado nas proximidades da serra do Mar e morro costeiro.

Gráfico 7.Resistência na Enseada da Praia Dura. Penetrômetro de Impacto

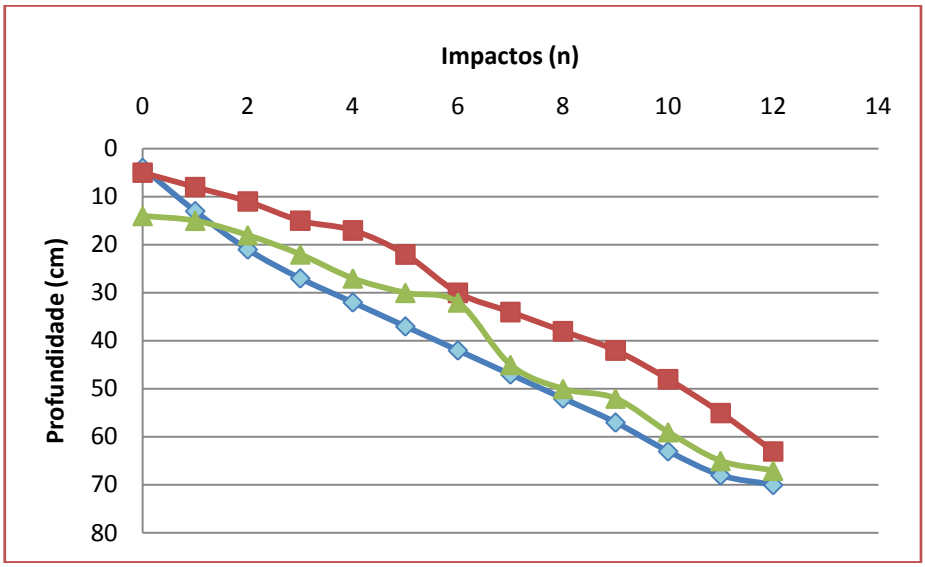


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

O gráfico 8 representa outro ponto localizado próximo à serra do Mar onde predominam os sedimentos continentais sobre os marinhos. Neste ponto, os impactos

atingiram cerca de 12 impactos nas três amostragens e portanto, a média é de 12 impactos para a haste do penetrometro atingir os 70 cm.

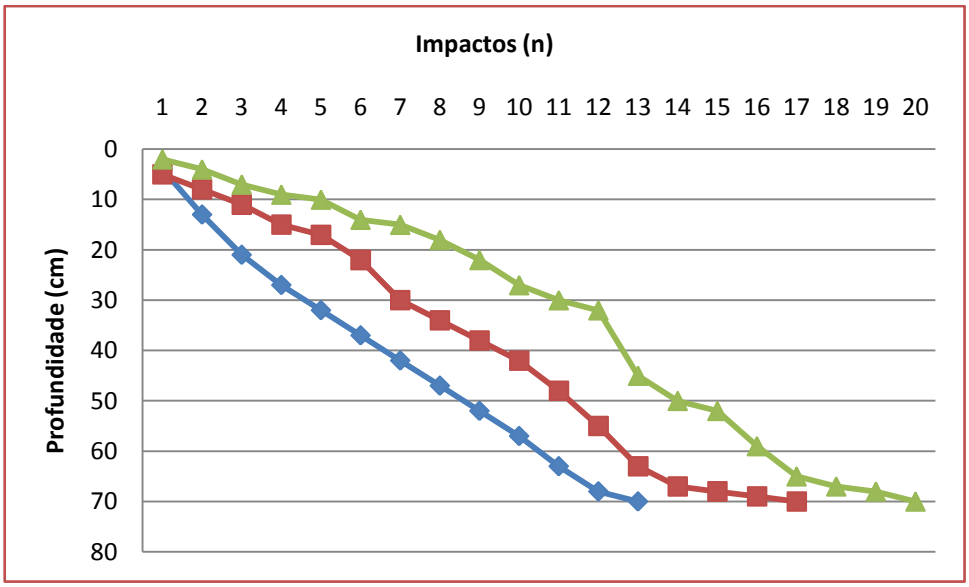
Gráfico 8.Resistência dos materiais na Praia Dura. Penetrômetro de Impacto



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

O gráfico 9 também localizado na enseada da praia Dura mostra que a maior compactação atingiu 20 impactos e a menor atingiu cerca de 13 impactos, neste ponto, portanto a média atingiu cerca de 18 impactos.

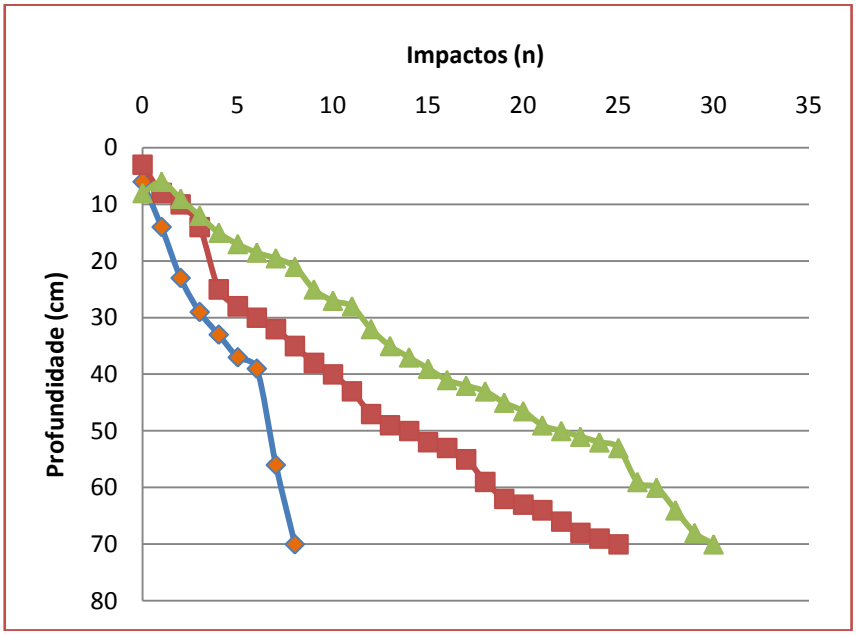
Gráfico 9.Resistencia dos materiais na Praia Dura. Penetrômetro de Impacto



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme se pode observar no gráfico 10 a compactação neste ponto, localizado na enseada da praia Dura, atingiu cerca de 30 impactos a maior compactação e a menor atingiu cerca 10 impactos, atingindo uma média de 20 impactos.

Gráfico 10.Resistência dos materiais na Enseada da Praia Dura. Penetrômetro de Impacto



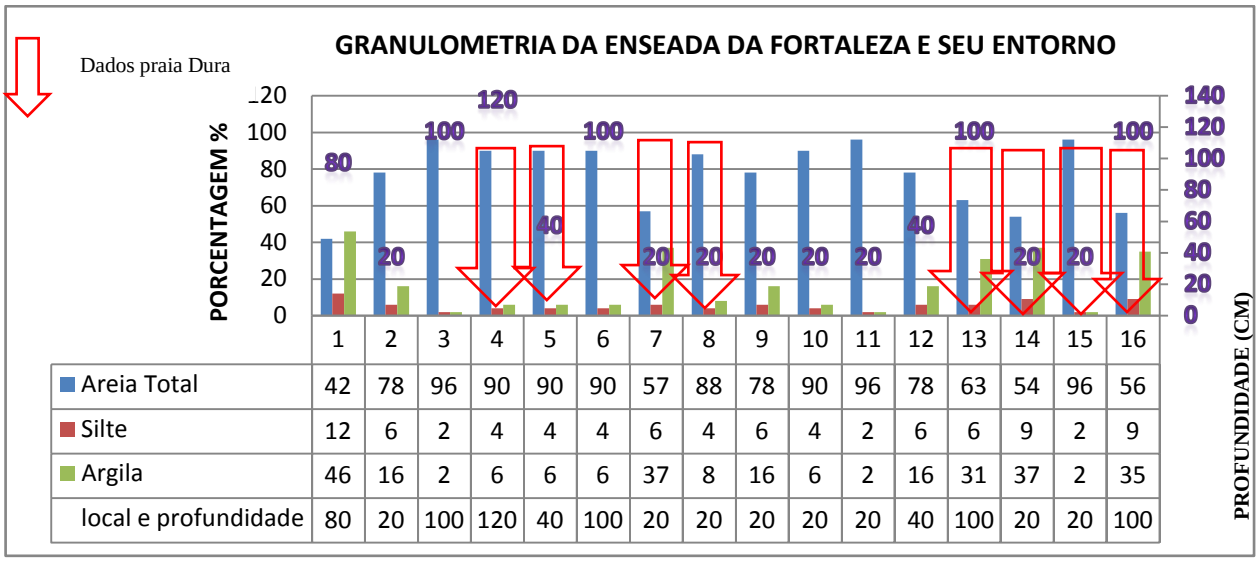
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A resistência dos materiais das outras enseadas também foi verificada em pelo menos três pontos amostrais em cada uma, como demonstrado nos gráficos.

Desta forma pode-se concluir que na enseada da Praia Dura a compactação tem uma média resistência aos impactos foi de 18 impactos, considerado como de resistência média.

Com relação à granulometria da enseada, conforme se observa no gráfico 11 as amostras da enseada da praia Dura apresentaram as seguintes composições: na amostra 4, a composição foi de 90% de areia total, 4% de silte e 6% de argila a 120 cm de profundidade. A amostra 5 apresentou 90% de areia total, 4% de silte e 6% de argila a 40 cm de profundidade. A amostra 7 apresentou 57% de areia total, 6 % de silte e 37% de argila da superfície a 20 cm de profundidade. A amostra 8 resultou em 88 % de areia total, 4% de silte e 8% de argila. Já a amostra 13 resultou em 63 % de areia total, 6% de silte e 31% de argila da superfície a 20 cm. A amostra 14 resultou em 54 % de areia total, 9% de silte e 37% de argila da superfície até 20 cm. Já a amostra 15 apresentou, na superfície a 20 cm, 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila.

Gráfico 11. Granulometria da enseada da Fortaleza e seu entorno



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Areia Total	42	78	96	90	90	90	57	88	78	90	96	78	63	54	96	56
Silte	12	6	2	4	4	4	6	4	6	4	2	6	6	9	2	9
Argila	46	16	2	6	6	6	37	8	16	6	2	16	31	37	2	35
local e profundidade	80	20	100	120	40	100	20	20	20	20	20	40	100	20	20	100

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

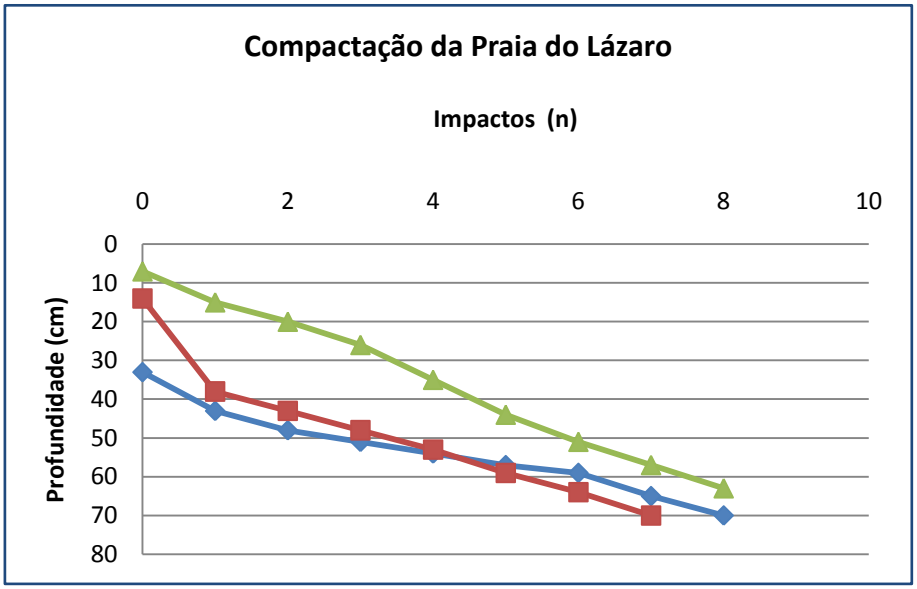
A granulometria neste trecho foi obtida em sete amostras. Nesse local, procurou-se, por meio de tradagem, a localização exata da transição entre sedimentos continentais e marinhos. Acredita-se ter encontrado a transição dos sedimentos continentais sobrepondo material marinho no ponto 2, o que pode indicar essa transição, sobretudo pela presença de sedimentos típicos do continente pelo aspecto mais argiloso dos sedimentos que recobrem as areias.

Foto 3. Praia do Lázaro e Domingas Dias
Foto: Matos Fierz, M. S. (2008).

Na enseada da praia do Lázaro, conforme se observa no gráfico 12, a resistência ficou em torno de nove impactos. Os três pontos seguiram o mesmo padrão de penetração,

embora, em alguns trechos, o penetrômetro penetrasse boa quantidade do solo sem nenhum impacto conforme, a seguir:

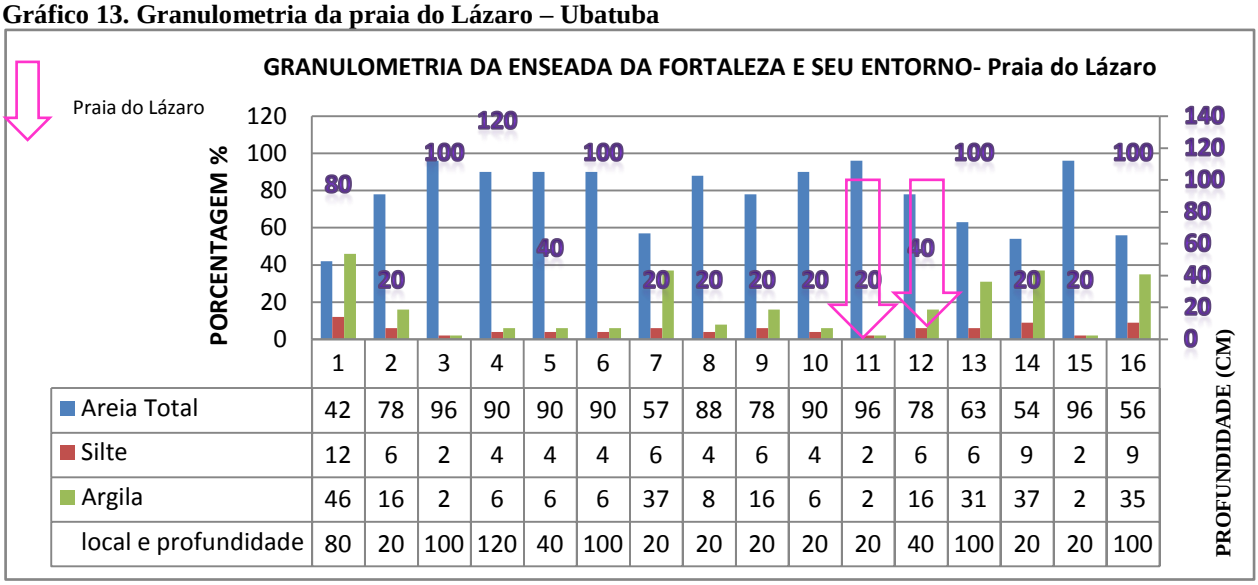
Gráfico 12. Dados de resistência dos materiais na praia do Lázaro – Ubatuba. Penetrômetro de Impacto



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme se observa no gráfico 13, a primeira amostra de número 11 da praia do Lázaro apresentou 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila, a segunda amostra de número 12 apresentou 78% de areia total, 6% de silte e 16% de argila a 40 cm de profundidade.

Gráfico 13. Granulometria da praia do Lázaro – Ubatuba



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na praia da Enseada, a resistência é maior do que na praia Dura e praia do Lázaro. O número de impactos foi maior nos três pontos, chegando a atingir 40 impactos. Isso pode

estar associado à maior umidade, à composição de grãos de areia menores e por ser esta praia a mais dissipativa (menos inclinada) do que as outras.

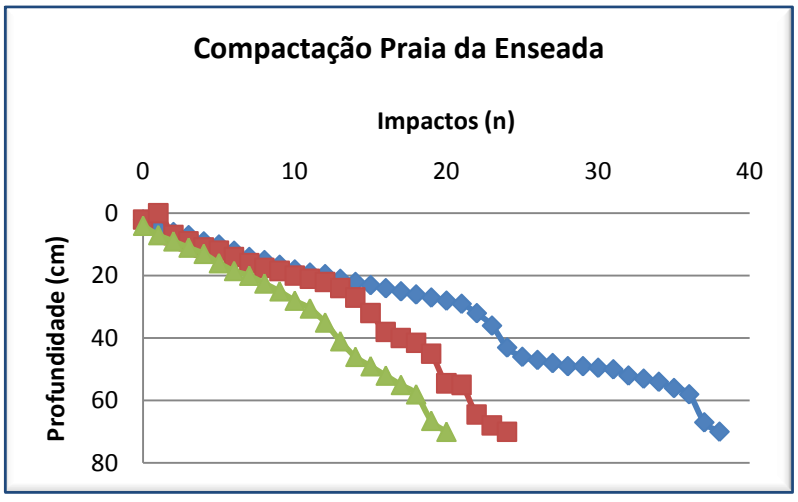
Na praia do Lázaro, verificaram-se areias finas, 66,7%, a muito finas, bem a pobremente selecionadas. Souza (1997) verificou também resultados interessantes porque mostraram ambas as etapas de amostragem, processos predominantemente deposicionais ao fundo da baía, com transporte rumo à praia Dura.

No inverno, sob condições de frente frias, verificou-se, em campo, a predominância de erosão na praia da Fortaleza. No verão, a praia parecia mais estabilizada, com perfil mais deposicional. Nessa praia, predominaram areias médias, 66.7%, e moderadamente selecionadas no inverno, mas, no verão, havia apenas areias finas, muito bem a pobremente selecionadas (SOUZA, 1997).

Nessa enseada, o lençol freático encontra-se a 1 metro de profundidade, o que foi possível verificar com o uso do trado. Entretanto, não foi possível verificar maiores profundidades por causa da presença do lençol freático e a impossibilidade de o trado reter o material sedimentar.

Os dados podem ser verificados no gráfico 14, no qual nota-se que o maior número de impactos atingiu cerca de 40 e o menor em torno de 20 e desta forma a média estabelecida foi de 30 impactos tal como se pode comprovar no gráfico a seguir:

Gráfico 14. Resistência na praia da Enseada – Ubatuba. Penetrômetro de Impacto



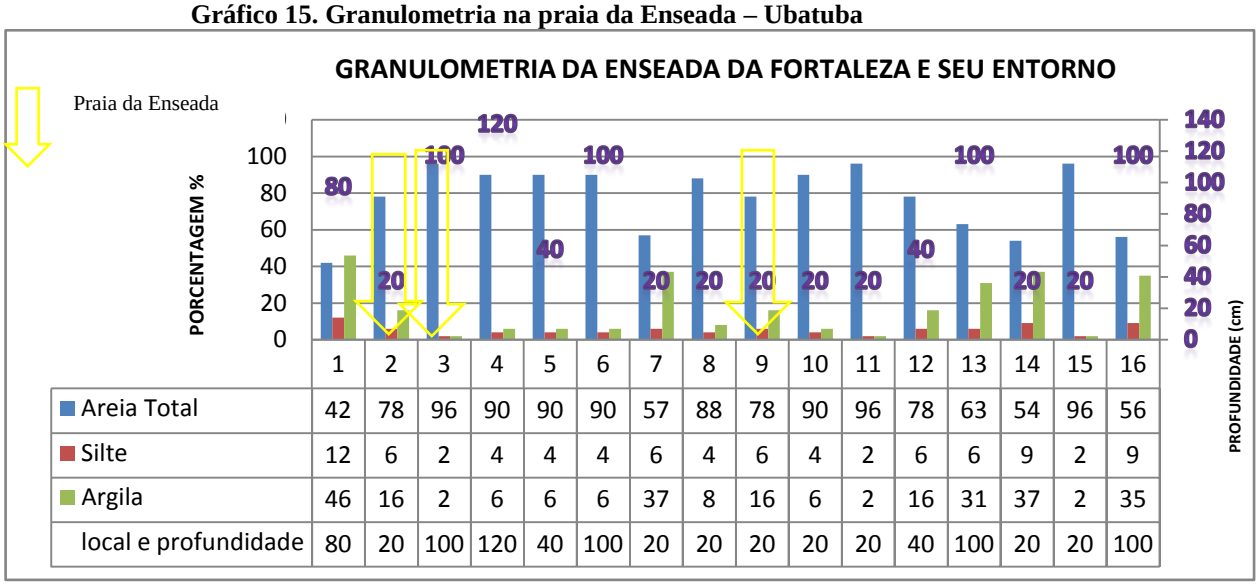
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme se observa no gráfico 15, de granulometria da praia da Enseada, de onde foram analisadas três amostras, a amostra 2 resultou em 78% de areia total, 6 % de silte e 16% de argila à superfície de 0 a 20 cm. Observa-se também no gráfico 15 que a praia da

Enseada apresentou, na profundidade de 80 cm, 42 % de areia, 46 % de argila e 12 % de silte, ou seja, nessa enseada, a tal profundidade, ocorreu grande quantidade de argila, porque o ponto onde foi realizada a coleta é uma área que recebe muitos sedimentos continentais.

Ainda no gráfico 15 na amostra 2, as porcentagens foram de 78% de areia total, 6% de silte e 16% de argila a profundidade de 20 cm. Na amostra 3, as quantidades foram de 90% areia total, 2% de silte e 2% de argila em 40 cm de profundidade. A amostra 9 apresentou 78% de areia total, 6% de silte e 16% de argila.

Gráfico 15. Granulometria na praia da Enseada – Ubatuba

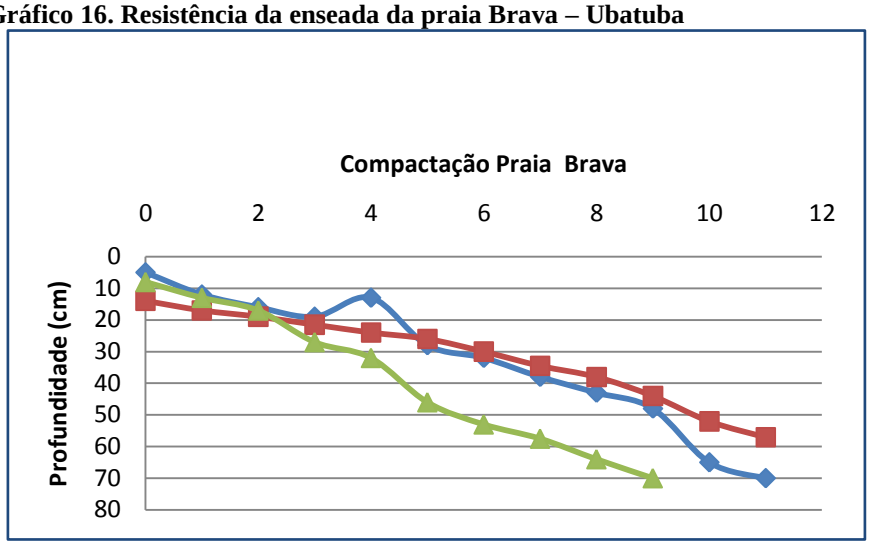


	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Areia Total	42	78	96	90	90	90	57	88	78	90	96	78	63	54	96	56
Silte	12	6	2	4	4	4	6	4	6	4	2	6	6	9	2	9
Argila	46	16	2	6	6	6	37	8	16	6	2	16	31	37	2	35
local e profundidade	80	20	100	120	40	100	20	20	20	20	20	40	100	20	20	100

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A enseada da praia Brava apresentou resistência semelhante às enseadas anteriores, estando em média com resistência baixa, sendo necessário em torno de 10 impactos para a penetração da haste. Essa enseada também apresenta areias mais grossas e sua inclinação é maior que a praia da Enseada, é, portanto, menos dissipativa e mais reflexiva. Os dados de resistência podem ser verificados no gráfico 16, a seguir:

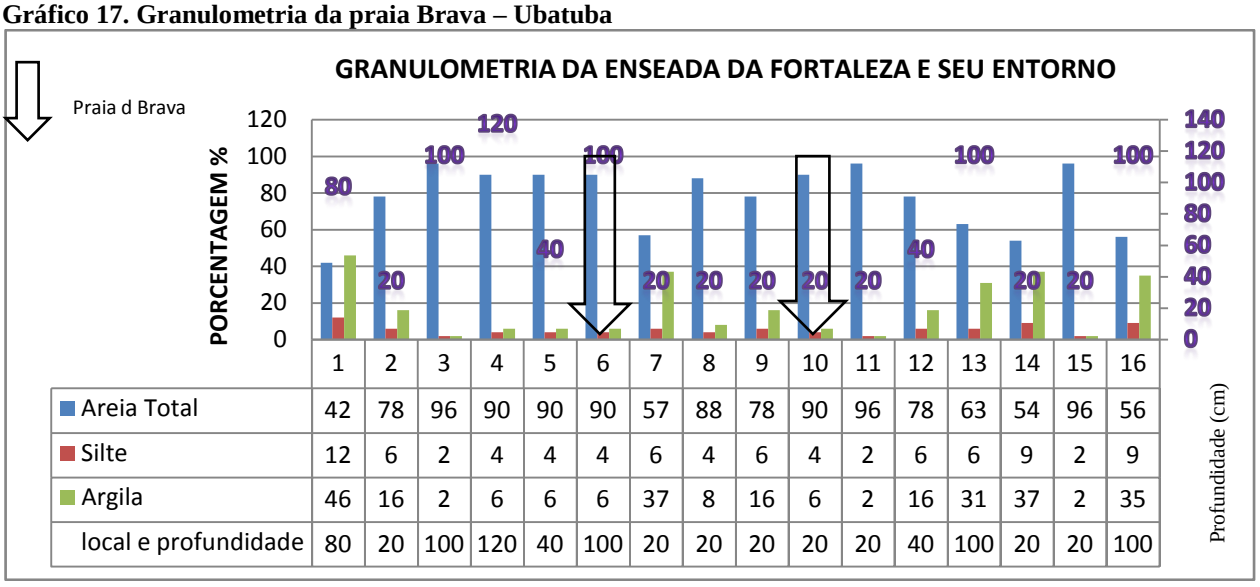
Gráfico 16. Resistência da enseada da praia Brava – Ubatuba



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A granulometria dos sedimentos da praia Brava resultou, na amostra 6, em 90% de areia, 4% silte e 6% de argila a 100 cm de profundidade. Na amostra 10, à superfície de 0 a 20 cm, os resultados foram de 90% de areia total, 4% de silte e 6% de argila. Esses dados podem ser observados no gráfico 17, a seguir:

Gráfico 17. Granulometria da praia Brava – Ubatuba

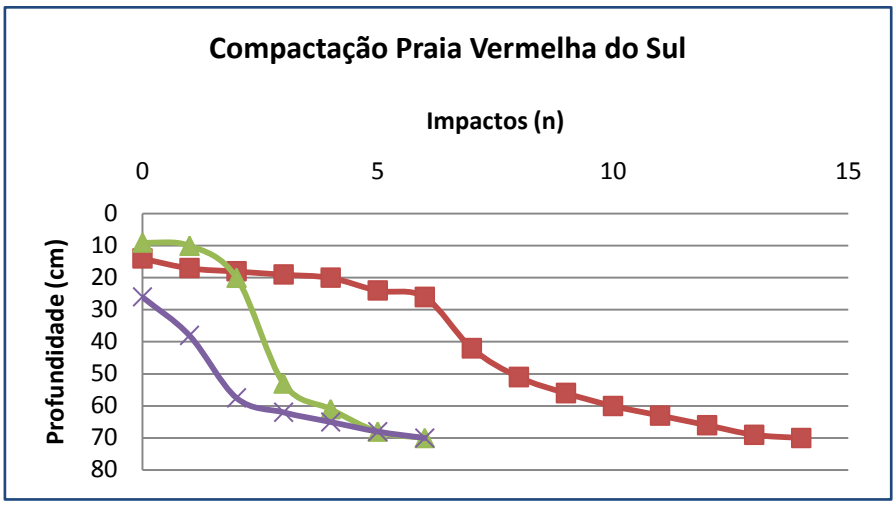


	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Areia Total	42	78	96	90	90	90	57	88	78	90	96	78	63	54	96	56
Silte	12	6	2	4	4	4	6	4	6	4	2	6	6	9	2	9
Argila	46	16	2	6	6	6	37	8	16	6	2	16	31	37	2	35
local e profundidade	80	20	100	120	40	100	20	20	20	20	20	40	100	20	20	100

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na enseada da praia Vermelha do Sul (foto 4), a resistência verificada em dois dos pontos se manteve nos padrões das outras enseadas, com 11 impactos. Contudo, os outros dois pontos estiveram pouco compactados, com impactos em torno de 5, graças à presença de grande quantidade de raízes e a menor concentração de areia inconsolidada. Nesse trecho, não foi possível realizar tradagem pela dificuldade de o trado reter a amostra. Os dados de resistência da praia Vermelha do Sul estão no gráfico 18, a seguir:

Gráfico 18. Resistência da enseada da praia Vermelha do Sul



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Foto 4. Praia Vermelha do Sul
Foto: Matos Fierz, M. S. (2008)

9.1.6.2.Síntese das características de resistência dos materiais e granulometria na enseada da Fortaleza

As amostras de material do solo coletados em campo foram analisadas para constatação da granulometria. Como se pode perceber no gráfico 14, nesta região de Ubatuba, por causa da proximidade da Serra do Mar, esta contribui com materiais mais finos, como silte e argila, para as planícies costeiras.

Há a predominância de areia total, mas nota-se a grande quantidade de argila e silte, que, em alguns pontos amostrais, passam dos 30% do valor do total do material analisado chegando bem próximo à quantidade de areia.

É o que se observa nos pontos 6, 12, 13, 15, que, para os padrões de uma planície costeira, apresentam quantidade elevada de argila e silte. Os pontos com maior destaque são os pontos 6 e 13, nos quais a quantidade de argila atingiu 37 %.

A granulometria da área da enseada da Fortaleza apresentou, conforme se verifica no gráfico 19, predominância de areias com porções consideráveis de silte e argila. que correspondem às planícies costeiras estreitas, nas quais a quantificação de material fino é elevado. A enseada da Fortaleza, sobretudo na planície costeira da praia Dura, apresentou grande quantidade de argila em quatro pontos. A porcentagem, que girou em torno de 38 %, corresponde aos trechos mais próximos à serra.

Os trabalhos de campo na enseada da Fortaleza corroboraram para a obtenção dos dados de resistência, bem como para a verificação dos tipos de materiais que formam essas enseadas.

As expedições de campo nessa área de estudo foram realizadas durante três dias, quando foi possível percorrer toda a região e fazer análises do relevo e dos materiais que compõem o solo e o subsolo superficial. Foram efetuadas medições de resistência do solo em todas as pequenas enseadas para obter-se um volume de dados que possibilitassem comparar a resistência entre essas enseadas que apresentam morfologias parecidas, mas dinâmicas de sedimentação e materiais diferenciados, sobretudo no que se refere à granulometria.

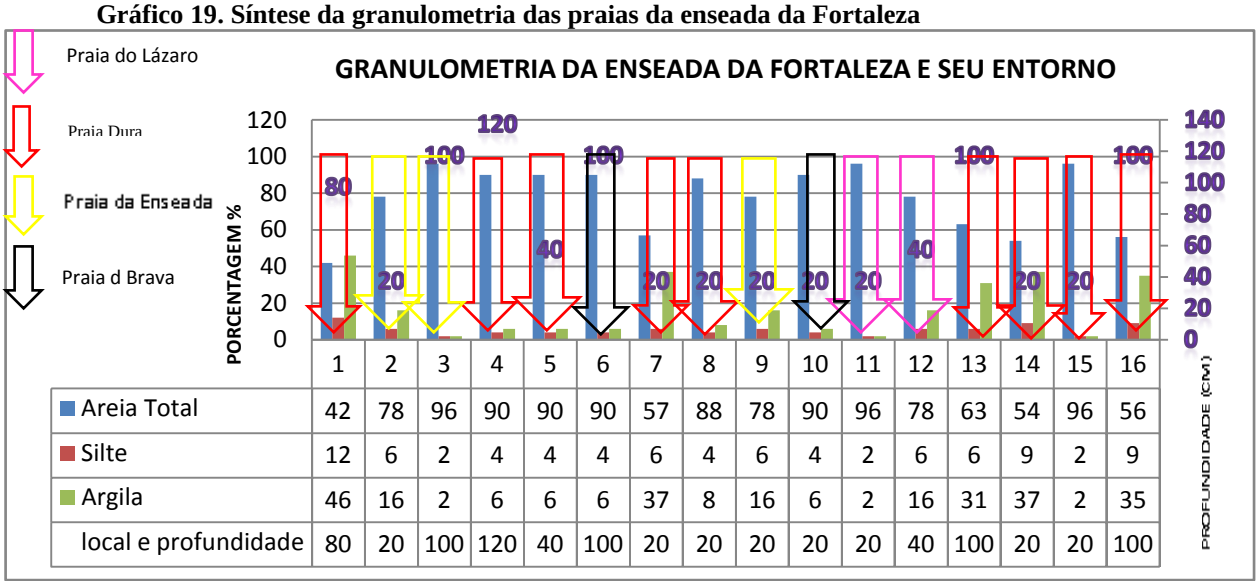
Em virtude das diversos resultados das medidas de resistência nas diferentes enseadas da enseada da Fortaleza, conclui-se que, nesse trecho do litoral, a resistência é média, sobretudo, na enseada da praia Dura e na enseada da praia da Enseada, as quais apresentaram alguns pontos com grande número de impactos. Na praia Dura, isso pode estar associado à maior quantidade de sedimentos continentais finos com presença de argila e silte, o que aumenta a resistência do solo, por acarretar maior aderência ao solo arenoso das planícies costeiras. No caso da enseada da praia da Enseada, a maior resistência pode estar associada ao tipo de material arenoso, areias mais finas e com elevada umidade, ou certa quantidade de sedimentos finos que contribuem para o aumento da resistência.

Finalmente, o material sedimentar que forma essas enseadas é basicamente composto de areias finas, muito finas nas praias dissipativas e mais grossas nas enseadas de praias reflexivas. Essa diferença de composição de material sedimentar influencia diretamente na resistência do solo e, conseqüentemente, na classificação da fragilidade ambiental.

Conforme dados levantados por Souza (1997), na praia Vermelha da Fortaleza, predominam areias grossas e moderadamente selecionadas, mas, no inverno, foram também encontradas areias médias (33,3%).

Em síntese, a granulometria da enseada da Fortaleza apresentou resultados que comprovam haver maior quantidade de sedimentos finos por causa da proximidade da Serra do Mar. Algumas outras amostras da praia da Enseada também apresentaram quantidade considerável de argila, em torno de 16% nos pontos 2 e 9, por causa de a coleta ter sido realizada à retaguarda da praia em uma área de maior concentração de sedimentos continentais.

Gráfico 19. Síntese da granulometria das praias da enseada da Fortaleza



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Areia Total	42	78	96	90	90	90	57	88	78	90	96	78	63	54	96	56
Silte	12	6	2	4	4	4	6	4	6	4	2	6	6	9	2	9
Argila	46	16	2	6	6	6	37	8	16	6	2	16	31	37	2	35
local e profundidade	80	20	100	120	40	100	20	20	20	20	20	40	100	20	20	100

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

9.1.7. Fragilidade ambiental na Enseada da Fortaleza e entorno

A fragilidade ambiental foi denominada a partir da correlação dos dados de geomorfologia, resistência, materiais de cobertura, vegetação e equilíbrio dinâmico.

O compartimento Serra do Mar foi classificado de acordo com a metodologia da fragilidade ambiental de Ross (1994), a qual recebe a classificação extrema de muitíssimo alta fragilidade, ocnforme se observa no mapa de fragilidade ambiental (figura 69), por se tratar de um compartimento com vertentes retilíneas e topos aguçados, em que predominam declividades muito acentuadas e os riscos de escorregamentos são altos.

Na classificação da fragilidade ambiental, os dois extremos do litoral têm a mesma classificação, de muitíssimo alta fragilidade, para os compartimentos Serra do Mar e para o compartimento planície intertidal, entretanto um foi classificado pela declividade e outro pela resistência do material sedimentar.

As classificações de fragilidade ambiental seguiram a tabela 18 dos compartimentos geomorfológicos de acordo com o seu estado de equilíbrio dinâmico, bem como da resistência do material que compõe cada subsistema da planície costeira.

Para ilustrar a resistência nos diversos setores do relevo na planície marinha, elaborou-se a tabela 18 com os dados de resistência, bem como da cobertura vegetal, do processo que ocorre constantemente sobre o modelado, do material que compõe essa forma e no nome do compartimento do relevo.

Tabela 18. Classificação dos compartimentos, composição e resistência para fragilidade ambiental

Compartimento (forma)	Material	Processo	Cobertura	Resistência	Fragilidade
Planície Intertidal	Sedimentos finos, matéria orgânica	Variação da maré Eventos pluviométricos	Vegetação de mangue	sem resistência 0 impacto	Muitíssimo alta
Planície Flúvio0marinha	Areia fina a muito fina	Eventos pluviométricos	Vegetação de Restinga	Baixa resistência < 20 impactos	Média
Terraço marinho	Areia fina a muito fina/fragipã(?)	Eventos pluviométricos	Vegetação de restinga	Média a alta 20-40 Impenetrável (fragipã(?) à superfície)	Baixa a muito baixa
Praia	Areia fina, muito fina, grossa	Eventos pluviométricos Correntes marinhas	Sem vegetação	Alta (úmida) Baixa (seca)	Muito alta
Planície Fluvial	Areia Grossa, cascalho	Eventos pluviométricos Variação da maré	Vegetação de restinga baixa	Baixa 0 impacto	Muitíssimo alta
Rampa de colúvio	Sedimentos continentais	Escoamento superficial	Vegetação ombrofila Densa submontana	média 20-40	Média

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Tabela 19. Fragilidades ambientais dos compartimentos costeiros pela resistência dos materiais

Compartimento	Fragilidade qualitativa	Fragilidade de resistência dos materiais %	Impactos Penetrômetro
Rampa de colúvio	Média	50	20-40
Planície costeira	Baixa	30-40	20-40
Planície flúvio-marinha	Média	40-50	0-3
Planície intertidal	Muitíssimo alta	0-5	0-10
Planície fluvial	Alta	10-20	10-20
Terraço marinho	Média*	50-100	>50
Praias	Muito alta	20-40[13]	0-10
Serra do Mar	Muitíssimo alta	90	Declividade (ROSS, 1994)

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

*Exceto na área de fragipã(?), onde a resistência é muito alta e a fragilidade baixa. A tabela 19 foi elaborada como esboço de porcentagem da variação da fragilidade ambiental de cada compartimento ou subsistema geomorfológico, de acordo com o número de impactos aplicados, até atingir 70 cm de profundidade máxima alcançada pelo penetrômetro.

Na tabela 20 está representada proposta de medidas de fragilidade quantitativa em números de impactos.

Tabela 20. Proposta de fragilidade de resistência dos materiais

Fragilidade qualitativa	Fragilidade quantitativa Resistência dos materiais (impactos)
Muitíssimo alta	< 10
Muito alta	10-30
Alta	30-50
Média	50-70
Baixa a muito baixa	>70
Muitíssimo alta	Serra do Mar (definida pela declividade)

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Para ilustrar a fragilidade ambiental da área da enseada da Fortaleza elaborou-se o mapa de fragilidade ambiental da enseada da Fortaleza e seu entorno, (figura 69). Neste mapa é possível observar que a fragilidade dos subsistemas geomorfológicos seguem o padrão da resistência dos materiais.

[13] A resistência de material na praia fica condicionada ao tipo de sedimento depoistado bem como da umidade desse material. De modo geral quando a ária está muito úmida pode ser classificada com de alta resistência.

Inciando-se pelo subsistema mais frágil, tem-se a planície intertidal (mangue), composta por sediemntos finos e matéria orgânica em abundancia. Esse subsistema é influenciado pela maré e está sujeito às variações dos eventos pluviométricos. A resistência do material desse subsistema é praticamente nula, porque o penetrômetro afunda sem que se aplique um único impacto. Foi, portanto, classificado como fragilidade muitíssimo alta.

As planícies fluvio-marinhas compostas por areias finas a muito finas sofrem influencia direta dos eventos pluviométricos e sua cobertura vegetal é de vegetação de restinga. Possui baixa resistência, em torno de 20 impactos e foi classificada como fragilidade ambiental média.

O terraço marinho, outro subsistema definido nas áreas possui material composto de areias muito finas a finas e médias, também sofrem influencias dos processos decorrentes das variações pluviométricas. São recobertos por vegetação de restinga e foi classificado por fragilidade muito baixa a baixa pela resistência do material que foi classificada de média a alta por causa da presença da camada fragipã(?), cuja resistência do material incapacita a penetração da haste do penetrômetro de impacto.

As praias, cuja composição dos sedimentos varia de areias muito finas a finas e grossa a muito grossas, são diretamente influenciadas pelos processos decorrentes dos eventos pluviométricos, não possuem vegetação. A resistência nos subsistemas praias mediante os impactos do penetrômetro depende diretamente do material que a compõe bem como da umidade desse material. Se for composto por areais secas a resistência diminui, se estiver úmida a resistência aumenta. As praias foram classificadas como fragilidade muito alta.

O susbistema planície fluvial compsoto por material sedimentar de areia grossa, areia média, fina e cascalho, também sofre influencia direta de dos eventos pluviométricos e variação da maré, a vegetação é constituída por vegetação de restinga baixa e mata paludosa. A resistência é baixa e foi classficada como fragilidade muitíssimo alta.

As rampas de colúvio que são compostas por materiais alternados de sedimentos continentais sobrepostos aos marinhos, possuem escoamento superficial com perda de material de superfície, sobretudo quando desnudo de vegetação. A resistência do material foi classificada como média e a fragilidade como média.

Figura 69. Mapa da fragilidade ambiental da enseada da Fortaleza

9.2. A Enseada do Guaraú e a Enseada de Peruíbe-Itanhaém

A enseada do Guaraú foi a segunda área escolhida por dois motivos: primeiro por se tratar de uma enseada estreita encaixada entre maciços do embasamento cristalino e segundo por estar localizada no litoral sul, o que permitiria a comparação de um embaiamento semelhante aos da área do norte com a outra que com dinâmica costeira típica do sul.

A enseada de Peruíbe-Itanhaém, ou área 3, abrange os municípios de Peruíbe, Itanhaém, Mongaguá e Praia Grande foi escolhida pelas seguintes razões: por configurar as características geomorfológicas de linha de costa extensa, retilinizada e estar localizada no litoral centro-sul do estado de São Paulo

As áreas 2 e 3, por serem contíguas, foram mapeadas em conjunto, sobretudo para facilitar a elaboração dos mapas e as análises comparativas.

A Imagem SRTM da Enseada do Guaraú e Enseada Peruíbe_Itanhaém

Assim como na área da enseada da Fortaleza, a imagem SRTM, nas áreas 2 e 3 foi utilizada para confirmação das variações dos subsistemas ao longo das planícies costeiras. Os mesmos padrões de cores foram designados, assim a cor azul comprova a existência de área inundáveis tais como planície fluviais e intertidais, setores praiais e área de cursos d'água. A cor verde mostra os patamares mais altos tais como terraços fluviais, pós praia. As planícies costeiras se destacam em cor amarela e os terraços marinhos, níveis mais altos da planícies costeiras em cor laranja claro, onde se concentram as camadas de fragipã (?), conforme figura 70.

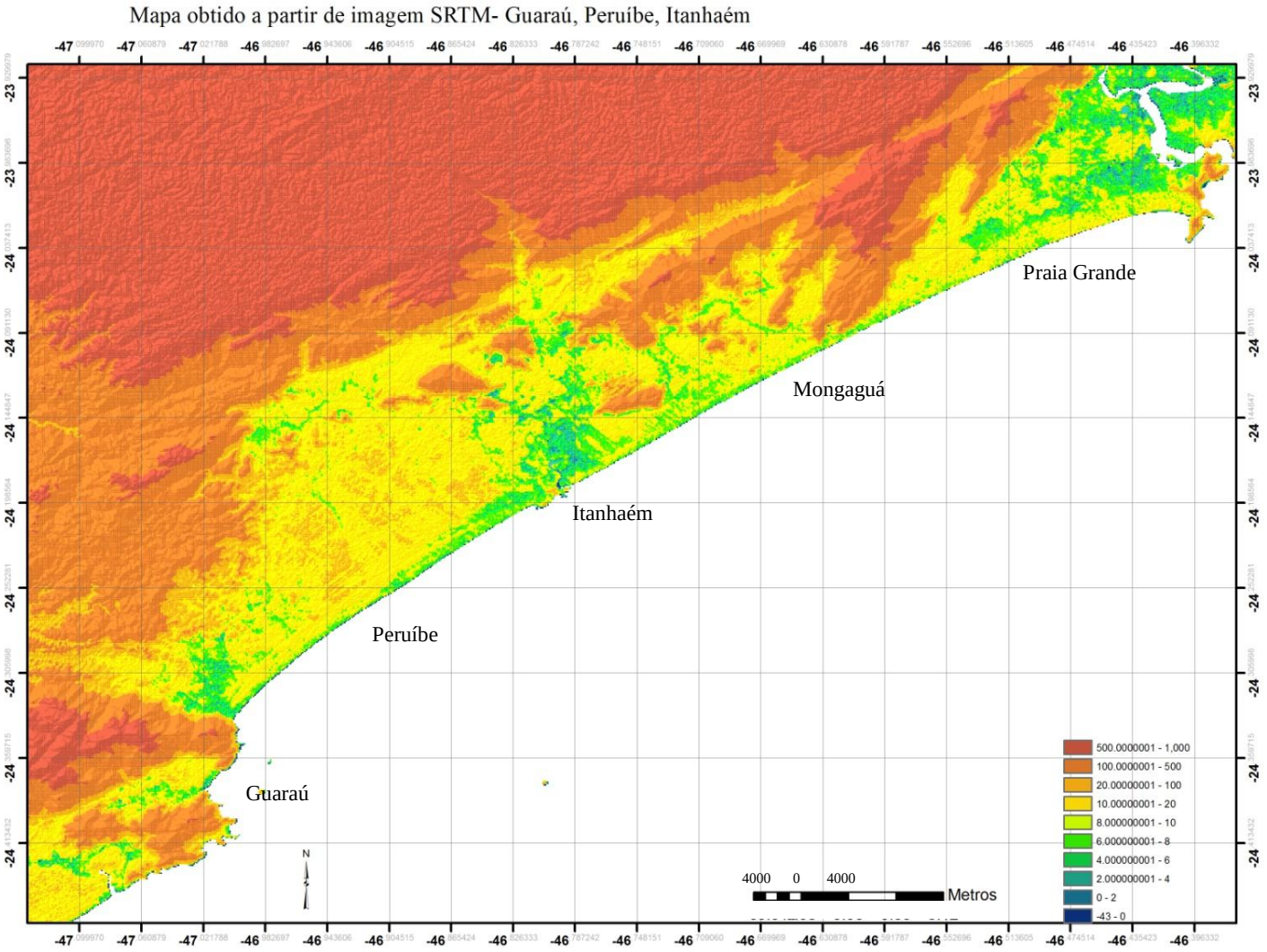


Figura 70- Imagem SRTM, Guaraú, Peruíbe_Itanhaém **Fonte: Imagens SRTM, NASA**.

9.2.1. O uso da terra nas Enseadas do Guaraú e Peruíbe Itanhaém

Na área da bacia do Guaraú, o uso predominante é o urbano, com pequenas áreas desmatadas à implantação de loteamentos. Grande parte da planície costeira dessa enseada apresenta loteamentos, uma parte embargada por estar localizada em área de presevação permanente (APP). Não foram identificadas áreas de solo exposto nem de campo antrópico. Em pequena escala, as observações se limitam aos grandes usos da terra, tais como o urbano e loteamentos, como é possível observar no mapa de uso da terra. Guaraú é também muito utilizado por turistas de fim de semana e possui certa quantia de população flutuante.

Já na área da enseada de Peruíbe, os usos são mais diversos, apresentando, em setores mais distantes da praia, área de cultura cíclica, mais especificamente banana; os campos antrópicos foram classificados como usos em que a atuação humana se faz presente, mas que não foi possível de serem identificados geralmente área de gramíneas e outros tipos de plantações não identificáveis na foto e imagem.

Há, nessa área, alguns trechos onde ocorre extração de areia, áreas classificadas como de mineração de areia. Nessas áreas de mineração, alguns trechos foram classificados como solo exposto, bem como alguns outros trechos. Algumas florestas também foram classificadas no mapa de uso da terra, tais como a floresta ombrófila densa (mata atlântica, vegetação de restinga e vegetação secundária). Áreas de reflorestamento foram identificadas, entretanto não estão localizadas na planície e sim no alto da Serra do Mar, conforme figura 71.

Figura 71- Mapa de uso da Terra do Guaraú e Enseada Peruíbe /Itanhaém

9.2.2. A vegetação nas Enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém

Nas áreas 2 e 3, a vegetação segue um padrão nas áreas da Serra do Mar e na planície costeira. Na serra, encontra-se a floresta de altitude, ou ombrófila densa. Na área das planícies costeira, encontram-se tipos de vegetação variados. Assim, conforme se observa no mapa de vegetação, seguem-se algumas descrições sucintas, conforme figura 72.

A floresta de altitude, ou ombrófila densa, engloba as denominações elaboradas por FF (Fundação Florestal), de floresta ombrófila densa alto montana, floresta ombrófila densa montana, floresta ombrófila densa submontana. Essa vegetação também recobre a Serra do Mar neste trecho do litoral e parte do planalto.

Nas encostas da Serra do Mar, entre 50 e 900 metros de altitude, as florestas típicas têm árvores de 24 a 28 metros de altura. A floresta tem um estrato mais baixo, com 5 a 10 metros, e um estrato intermediário, de 15 a 20 metros.

Na denominação de floresta de planície litorânea, ou floresta de restinga, enquadram-se os tipos que foram representados no mapa como: floresta ombrófila densa de terras baixas, formação pioneira arbustiva-herbácea sobre sedimentos marinhos recentes e vegetação secundária da floresta ombrófila densa de terras baixas, bem como a vegetação secundária da floresta ombrófila densa submontana.

Na planície flúvio-marinha e no sopé da Serra do Mar, numa altitude de 15 a 50 metros acima do nível do mar, ocorre uma formação mais densa da floresta com árvores de 25 a 30 metros de altura, com grande número de epífitas e denso sub-bosque. É a vegetação predominante na base da Serra do Mar. Próximo à praia, a restinga é formada por arbustos de 1,5 a 2,0 metros de altura. Mais próximo do sopé da Serra do Mar, as árvores atingem até 15 metros de altura como o jerivá (*Arecastrum romanzoffianum*) e o palmito.

A floresta periodicamente alagada aparece nos compartimentos da planície costeira onde o solo fica alagado durante a estação chuvosa (outubro a março), formando o guanandizal. A espécie dominante de árvores atinge 15 a 20 metros de altura.

Nas planícies marinhas, a vegetação de restinga é a formação vegetal que está sobre depósitos marinhos holocênicos de fisionomia e composição florística variáveis. Abrange formações pioneiras – *Psamorfilas halofilas* – dispostas ao longo dos primeiros cordões arenosos, a vegetação arbustiva e a formação florestal distribuída sobre as areias de sedimentação marinha holocênicas e pleistocênicas. A vegetação apresenta-se em mosaico

estando condicionada pelo nível do lençol freático, pelo tipo de solo, pela proximidade do mar e pelos efeitos do vento marinho (SMA, 1996).

Nas antedunas e dunas móveis, ocorre uma vegetação rasteira adaptada ao substrato arenoso pobre em nutrientes, de grande mobilidade e sujeito a forte estresse hídrico. Muitas espécies dessa faixa de vegetação apresentam ampla distribuição e algumas se encontram nas regiões tropicais do planeta. Nas dunas fixas e cordões arenosos próximos à praia, a vegetação aparece como formação arbustiva cerrada e baixa, cerca de 4 metros de altura. Esse tipo de fisionomia é denominado popularmente, em algumas regiões, de "jundu". Na restinga arbustiva, além de espécies típicas, sobretudo da família *Myrtacea*, ocorrem representantes das floras do cerrado, caatinga, campos rupestres, muitas mesófilas, semideciduais e perenifólias.

Nas depressões entre as dunas, formam-se lagoas de água doce pelo acúmulo de água das chuvas. Nos intercordões arenosos, a vegetação é de fisionomia herbácea arbustiva sem epífitas e lianas. Há pequena diversidade de pteridófitas, já gramíneas e ciperáceas são comuns. Os brejos, permanentemente inundados, apresentam fisionomia herbácea, na qual são abundantes as ciperáceas, sobretudo a taboa, gramíneas, plantas aquáticas como aguapé, ninféia e erva de santa Luzia. As áreas alagáveis, tanto as efêmeras quanto as permanentes, são locais importantes para a reprodução e alimentação de aves, mamíferos e anfíbios (SMA, 1996).

As principais denominações para a vegetação são:

a) mangue – apresenta três espécies, que compõem o estrato arbóreo – mangue vermelho (*Rhizzofora mangle*), lagunculária (*Laguncularia racemosa*) e mangue preto (*Avicenia schaueriana*). Em razão da falta de oxigênio, a instabilidade do substrato e a ação das correntes, essas espécies apresentam raízes escoras (*Rhizophora mangle*) ou pneumatóforos (*Avicennia schaueriana*), que ampliam a base de suporte e facilitam a troca gasosa com ambiente. O emaranhado de raízes reduz a velocidade das correntes, acarretando um depósito extenso de argila e lodo. Essas características tornam os manguezais muito sensíveis aos derramamentos de óleo, que quase se deposita sobre as raízes, dificultando as trocas gasosas. O sub-bosque é muito pobre e cobre pouco do substrato, ocorrendo apenas plântulas dos indivíduos adultos. Várias espécies epífitas estabelecem-se sobre os troncos.

b) mata paludosa – mata alagada que se localiza nas depressões inundadas das baixadas, via de regra entre a mata atlântica de planície e a restinga. É uma mata aberta, de árvores espaçadas, na qual muita luz chega ao solo, o que permite nas áreas menos úmidas da borda grande ocorrência de bromélias terrestres. A caxeta é a espécie característica desse tipo de formação. Na classificação da Fundação Florestal, essa vegetação recebeu a denominação de formação arbórea-arbustiva-herbácea de terrenos marinhos lodosos e formação arbórea-arbustiva-herbácea de várzea. De acordo com SMA (1996), essa floresta pode ser dividida em duas classes – homogênea (a caxeta aparece como dominante no estrato arbóreo; há presença de poucos indivíduos de outras espécies, a lâmina d'água tende a ser mais freqüente, pois a área é mais alagada); heterogênea (a caxeta está presente com um número elevado de indivíduos, mas não é dominante, há presença de outras espécies, sobretudo do guanandi; o solo é bem úmido, mas não chega a ser alagado. Em muitas ocasiões, encontram-se, no máximo, poças d'água. A mata paludosa apresenta alturas entre 5 a 10 metros.

Figura 72. Mapa de Vegetação do Guaraú e enseada Peruíbe/Itanhaém

9.2.3.O equilíbrio dinâmico e a fitoestasia nas enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém

Para a elaboração do mapa de equilíbrio dinâmico e de fitoestasia (figura 73) utilizou-se o mapa de vegetação modificado a partir de uma carta de vegetação do Instituto Florestal (2005).

Como setores em estado de equilíbrio dinâmico foram classificados as áreas onde a vegetação está em estágio avançado do desenvolvimento, conforme explicitado anteriormente. As áreas recobertas pela floresta ombrófila densa são consideradas como em equilíbrio dinâmico, porém, na área da Serra do Mar, o equilíbrio dinâmico encontra-se no limiar por causa a intensa declividade do relevo.

Em estado de resiliência estão as áreas em que há a vegetação, ou seja, a vegetação secundária em estágio intermediário do desenvolvimento.

A enseada do Guaraú apresenta, de certa forma, vegetação bem preservada, com exceção da área urbanizada. A maior parte da enseada do Guaraú encontra-se em estado de equilíbrio dinâmico. Parte das áreas onde a vegetação se encontra em recuperação foi classificada como em equilíbrio dinâmico efêmero. O estado de entropia também aparece no Guaraú e caracteriza áreas onde ocorreu desmatamento.

Na enseada de Peruíbe-Itanháem, o equilíbrio dinâmico ou estado estável caracteriza as áreas, cuja vegetação de floresta ombrófila densa encontra-se em estágio avançado de desenvolvimento, tanto na Serra do Mar, quanto nos morros e nas áreas contíguas da planície costeira, a floresta de restinga, mesmo sendo considerada vegetação secundária também é considerada como em estado estável.

O estado de resiliência, ou estado de equilíbrio dinâmico efêmero, representa os setores onde a vegetação está em estágio inicial de recuperação e foi atribuída a áreas onde há reflorestamento, ou seja, um pequeno trecho localizado no alto da Serra do Mar, de certa forma, auxiliou no uso do termo resiliência.

O estado de entropia caracteriza áreas onde a vegetação foi totalmente retirada e o equilíbrio dinâmico foi quebrado. São áreas em estado instável, localizadas, sobretudo, nas adjacências do sopé da Serra do Mar, onde estão concentradas as áreas cultivos que, em certa época do ano, encontram-se com solo exposto.

Figura 73.Mapa do Equilíbrio Dinâmico e a Fitoestasia do Guaraú e Enseada Peruíbe/Itanhaém

9.2.4. O equilíbrio dinâmico nas praias enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém

Em razão da divergência na definição conceitual de equilíbrio dinâmico desta pesquisa e a de Vargas *et al* (2001), nesse trecho também se adota, para praia em equilíbrio o termo, *equilíbrio dinâmico,* e, para praias sem equilíbrio, o termo *não-equilíbrio*. Já os autores referidos utilizam os termos *equilíbrio dinâmico* e *equilíbrio estático*.

Analisando o equilíbrio dinâmico na área 2, praia do Guaraú, a qual apresenta direção de ondas S-SE no verão e S-E no inverno, a praia encontra-se em estado de não-equilíbrio todo o tempo. Esse fator deve-se também à presença de um enrocamento construído na foz do rio para conter as variações da desembocadura, mas que provoca mudanças na dinâmica sedimentar, pois os sedimentos ficam retidos a montante e provocam erosão na praia. Muros de arrimo e fragmentos de rochas têm sido entulhados na frente das casas na praia. No entanto, isso não tem adiantado como barreira para a força na variação da maré no local, que provoca o avanço das ondas sobre essa barreira, invadindo as casas.

Apresenta areais finas e muito bem selecionadas, sendo relativamente mais grossas ao sul e com seleção pior na porção central, de acordo com Souza (1997). As medidas feitas no campo apontam que a largura da praia aumenta progressivamente de sul para norte, mas a inclinação média mostrou-se pouco maior na porção central. A praia do Guaraú parece ser suprida por muitas fontes locais, porém contribui apenas com o extremo norte da praia do Una. Isso significa que ela pode constituir fonte de praias menores ao sul, como Guarauzinho e Arpoador, que não foram amostradas, ou que parte dos sedimentos do sistema de intercâmbio entre as praias desse setor estejam aprisionados no Guaraú. Com a construção do enrocamento, houve intenso processo deposicional no trecho sul da praia do Guaraú, onde também está fornecendo sedimentos para praias ao norte, como Peruíbe.

Sob condições de tempo bom, predomina transporte para SW, enquanto, sob condições de frente fria, o transporte ocorre principalmente para NE. Em tempo instável parece haver derivas em ambos os rumos. Em condições de tempo bom, prevaleceriam os transportes para SW, mas, sob frontogênese, os transportes para NE seriam predominantes. Essas forças maiores seriam responsáveis pelo deslocamento das zonas de barlamar das células locais de deriva litorânea ao longo das praias.

O equilíbrio dinâmico na praia da área 3 (Peruíbe-Itanhaém) foi verificado de maneira diferenciada. Primeiro porque a enseada da Baixada Santista é muito extensa e

também porque o método do MEPPE não é o mais adequado para esse tipo de enseada, porque as direções das correntes variam ao longo e ao largo de toda a linha de costa das praias. Assim, optou-se por representar os trechos ao longo da enseada que, segundo Souza (1997), apresentam erosão e, portanto, encontram-se em não–equilíbrio; já os trechos que não apresentaram erosão estão em equilíbrio dinâmico, conforme tabela 21.

Para a definição de equilíbrio dinâmico na área 3, utilizaram-se dados secundários sobre a circulação das águas na plataforma adjacente imediata da enseada, bem como na área onde ocorre erosão praial, baseando-se no trabalho de Souza (1997), no qual a autora se baseia em três métodos de identificação de transporte costeiro:

a) análise de produtos de sensoriamento remoto;
b) método de Taggart & Schwartz – modificado;
c) método de McLaren.

Estabelecendo comparação entre os três métodos, a autora chega a algumas subsidiarão, nesta pesquisa, a análise do equilíbrio dinâmico nas praias da área 3 com relação à deriva litorânea.

Segundo Souza (1997), em Peruíbe, a praia apresentou rumos de correntes; através de medidas de ondas no campo, verificou que o transporte em condições de tempo instável de inverno (final de frente fria) foi somente para SW (100%). Já em condições de tempo bom, durante o verão, as freqüências de transporte nos dois sentidos foram iguais. No inverno, o rumo médio encontrado para ondas foi de S62E. No verão, os rumos médios obtidos para as ondas geradoras de transportes para SW e para NE foram de S45E e S35E, respectivamente. Presume-se, então, que mesmo durante o tempo instável de inverno, as ondas já exibiam caracterísiticas de tempo bom. Nesta praia predominam areias muito finas 79,2 % muito bem selecionadas 86,1%, seguidas das areias finas 20,8% bem selecionadas 9,1% e moderadamente selecionadas 4,9%. Em geral, areias relativamente mais grossas ocorrem no setor centro-sul da praia. Da mesma forma, o grau de seleção é mais baixo nesse trecho, aumentando rumo ao norte e ao sul. Pequenas variações desses comportamentos foram observadas entre inverno e verão.

Tabela 21. Equilíbrio dinâmico no Guaraú e Enseada de Peruíbe-Itanhaém

Guaraú (Área 2)	**Enseada/Praia**		**Verão**	**Inverno**	**Verão**	**Inverno**
	Praia do Guaraú		S-SE	S-SE	Não equilíbrio	Não equilíbrio
Peuíbe/itanhaém(Área 3)	Enseada/Praia		Verão		Verão	Inverno
				Peruíbe **Itanhaém** **Praia Grande**	**SW** **NE** **SE**	**S-E** **NE** **SE**

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na praia de Itanhaém, segundo Souza (1997), predominam areias muito finas (83,3%) e muito bem selecionadas (69,5%), seguidas de areias finas 16,7%) e bem (19,4%) e moderadamente selecionadas (11,1%). As areias finas e moderadamente selecionadas são encontradas ao sul da praia, a que se pode atribuir origem fluvial. O grau de seleção aumenta progressivamente deste ponto até o setor norte da praia, mas o diâmetro médio das areias muito finas varia relativamente pouco ao longo da praia. Os resultados obtidos com as medidas de ortogonais de ondas de campo, entretanto, indicam transportes apenas para NE no inverno (100%), e somente para SW no verão (100%). Os rumos médios de

ondas associadas aos transportes NE e SW foram de S23E e S50E, respectivamente. Portanto, sob as condições de instabilidade do inverno, as ondas guardavam características de frente fria.

Na Praia Grande, "as medidas de ortogonais efetuadas no campo mostraram predominância de transportes [...] no sentido SW (rumo a Itanhaém), associados a ondas de S47E (valor médio). Isto significa que na época da amostragem do inverno as condições de ondas de frente fria já haviam cessado" (Souza, 1997, p. 78). Predominam areais finas (75% e muito bem selecionadas, seguidas das areias muito finas (25%). No entanto, do inverno para o verão, observou-se um afinamento das areias, pois, no inverno, havia 83,3% de areias finas e 16,7% de areias muito finas, enquanto, no verão, as areias muito finas passaram a perfazer 66,7% e as areais finas apenas 33,3%. Mas esse afinamento ocorreu principalmente no setor norte da praia. De maneira geral, verificou-se uma tendência a diminuição no tamanho das areias e ligeiro aumento no grau de seleção de sul para norte.

> comparando o comportamento das praias dos terraços de cristas praiais holocênicos presentes nas planícies costeiras de todo o Estado de São Paulo, pode-se sugerir que os sistemas de ondas atuais, bem como toda a dinâmica atmosférica, vem atuando de forma muito semelhante durante pelo menos todo o Holoceno, pois não há variações morfológicas entre as antigas cristas praiais e as atuais. Neste contexto é interessante observar que todas as praias em forma de "cabo-de guarda-chuva" presentes no litoral paulista [...] têm orientação N-S e apresentam estados morfodinâmicos mistos (intermediário a dissipativo de baixa energia), sendo abrigadas das ondas mais energéticas de SW-SSW-S-SSE e recebendo mais frontalmente apenas ondas de E-SE. Essas características não parecem ter mudado desde o Holoceno. As praias com orientação E-W [...] que recebem mais frontalmente apenas as ondas geradas durante as frentes frias, são e sempre foram dissipativas de baixa energia, características estas também encontradas nas cristas praiais holocênicas que jazem em suas planícies costeiras. (SOUZA, 1997, p. 178).

9.2.5. A geomorfologia integrada e o equilíbrio dinâmico na enseada de Peruíbe_Itanhaém

A geomorfologia integrada e o equilíbrio dinâmico do litoral do Guaraú e em Peruíbe-Itanhém foram elaborados da mesma maneira que o mapa do litoral norte; entretanto, neste mapa, além das características geomorfológicas do Guaraú, a planície costeira de Peruíbe e Itanhaém é mais extensa e apresenta subsistemas de maior grandeza e em número maior, tal como se pode verificar no mapa apresentado (figura 74).

Seguindo a mesma taxonomia elaborada para a área do litoral norte, a região de Peruíbe, mais especificamente no Guaraú, apresenta os seguintes subsistemas em sua planície costeira: rampas de colúvio, planície intertidal, planície flúvio-marinha e praia.

Na planície costeira da enseada de Peruíbe-Itanhaém, foram representados os seguintes subsistemas: rampas de colúvio, planície flúvio-marinha, planície fluvial, terraço marinho, planície fluvial, planície intertidal, pós-praia, praia, plataforma continental, conforme se observa no mapa geomorfológico integrado e equilíbrio dinâmico de Peruíbe-Itanhaém.

As descrições de cada subsistema geomorfológico estão dispostas na tabela 22, na qual apresentam-se os períodos geológicos; as morfoestruturas a partir do segundo táxon, terceiro e quarto táxon; a descrição morfológica das formas; a litologia; os tipos de solos; a cobertura vegetal e o equilíbrio dinâmico definido a partir da resistência dos materiais.

Tabela 22.Legenda do Mapa Geomorfológico integrado e o equilíbrio dinâmico nas enseadas do Guaraú e Peruíbe/Itanhaém

Período		Morfo-estrutura 2º táxon	Morfoes-cultura 3º táxon	Morfo-escultura 4º Táxon	Morfologia	Litologia	Solos	Cobertura vegetal	Equilíbrio dinâmico
QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO /HOLOCENO	ENSEADA/ EMBAIAMENTO/TERRENOS CONTINENTAIS E PLATAFORMA CONTINENTAL	PLANÍCIE COSTEIRA	Praia	Inclinada ou levemente inclinada em direção à plataforma	Areia fina a muito fina	Neossolo quartzarenico	Sem vegetação	Não equi-líbrio
				Planície intertidal	Suavemente inclinada	Argila, silte, areia muito fina, sedimentos biodetríticos	Gleissolo tiomórfico salino	Mangue	Não equi-líbrio
				Planície fluvial	Suavemente inclinada, quase plana em direção ao canal fluvial	Areia, Silte argilas, matéria orgânica.	Gleissolo tiomórfico argilosos; gleissolo háplico indiscriminado	Mata paludo-sa	Não equi-líbrio
				Planície flúvio_marinha	Suavemente onduladas e planas com tendência à inclinação para o mar. Cordões arenosos e depressões inter-cordões	Areias quartzosas finas	Espodossolo ferrocárbico hidromorfico ou não hidromorfico textura arenosos, neossolo quartzarênico, orga-nossolo	Vegeta-ção de restinga Mata paludo-sa	Equilíbrio dinâmico
				Terraço Marinho	Areais finas e muito finas	Espodossolo ferrocárbico hidromórfico, textura arenosa. Neossolos quartzarênico	Planas, com superfícies descontínuas	Vegetação de restinga alta	Equilíbrio dinâmico
				Rampa de colúvio	Inclinada ou levemente inclinada	Depósitos de origem continental	Cambissolo e latossolo	Floresta ombrófila densa submontana	Equilíbrio Dinâmico
TERCIÁRIO	NEÓGENO/PALEÓGENO		SERRAS E MORROS	Serras e Morros Isolados	Formas alongadas assimétricas subniveladas. Na cimeira tem ruptura de declive nítida. Perfil de vertente contínuo retilíneo por causa da presença de corpos de tálus e/ou pedimentos. Vales erosivos em V aberto, pouco encaixado. Média densidade de drenagem.	Embasamento cristalino, granito porfiróides e granoblásticos grossos, granitos de granulação média e embrechitos faoidais, xistos, filitos, migmatitos xistosos e rochas gnaisses e migmatitos	Cambissolo áplico-distrófico, latossólico textura argilosa ou argilosa com cascalho álico	Floresta ombrófila densa	Equilíbrio dinâmico

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Figura 74. Mapa geomorfológico integrado e equilíbrio dinâmico de Guaraú e Enseada Peruíbe/Itanhaém

9.2.6. Resistência dos materiais das formas do relevo no litoral do Guaraú e Peruíbe-Itanhaém

Para a identificação dos trechos percorridos em campo, optou-se por representá-los por área, já que nem sempre foi possível traçar transectos retilíneos por causa das condições adversas, de ordem tanto natural – mata muito fechada, alagadiços – quanto antrópica – cercas, muros, entre outros. A falta de acesso mais rápido também impediu a amostragem em certos locais das planícies.

Os trechos de campo em que foram realizados os testes de resistência da cobertura sedimentar com o penetrômetro contemplaram informações ao longo de toda a planície. Realizaram-se amostragens significativas ao longo de toda a área da planície para estabelecer os graus de resistência e, posteriormente, de fragilidade ambiental. No mapa a seguir, é possível observar os trechos de campo percorridos e, posteriormente, os gráficos elaborados com os dados de resistência dos solos neles trechos, bem como suas descrições.

O primeiro trecho analisado foi o 5, correspondente à área 2 do litoral, que é a enseada do Guaraú. Os dados de campo são apresentados antes dos outros trechos, que pertencem à área 3, enseada Peruíbe-Itanhaém, conforme figura 75.

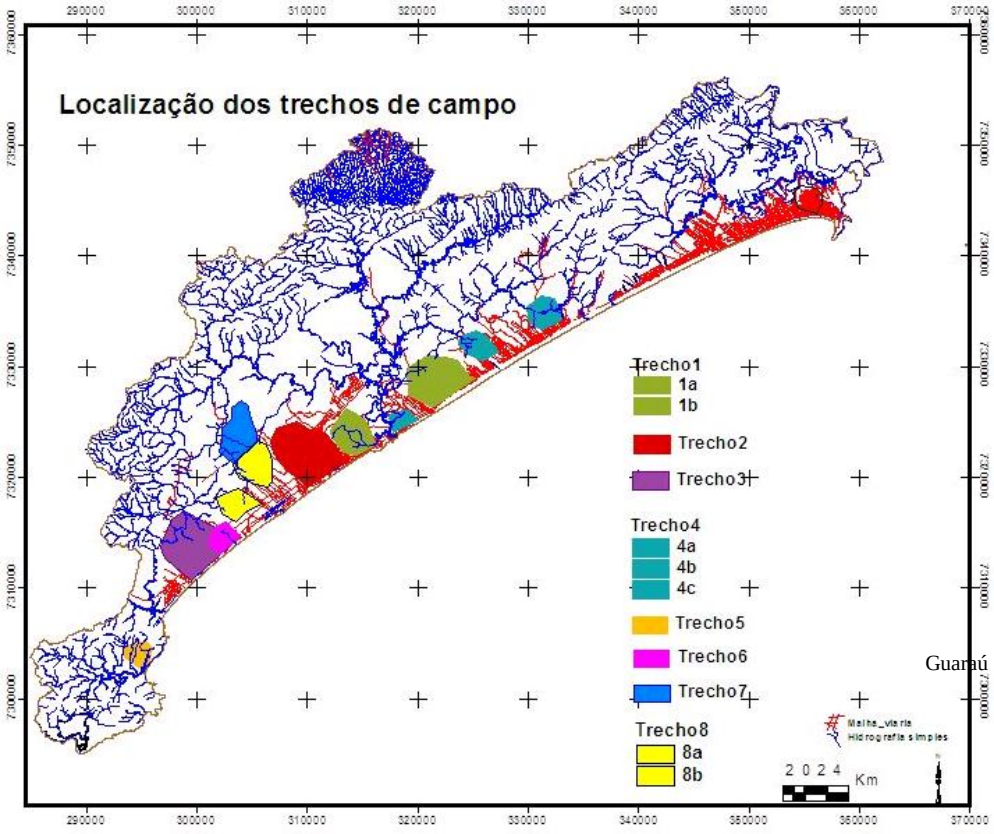


Figura 75. Trechos de campo
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

9.2.6.1. A área da enseada do Guaraú (área 2)

- Dados de resistência com penetrometro de Impacto do trecho 5

O trecho 5 está localizado na planície costeira do Guaraú, conforme se observa na figura 76, à margem esquerda do rio Guaraú, e apresenta características de planície costeira, onde predominam sedimentos arenosos com boa contribuição continental nas áreas mais próximas ao continente e áreas onde se encontram sedimentos da Transgressão Cananéia, caracterizadas por areias cinzas tendendo para mais escuro no horizonte A, por causa da presença de matéria orgânica, e areias amareladas no horizonte B, por causa da migração do ferro. Nesses pontos, os testes de impactos foram geralmente realizados em áreas com menos impactos de origem antrópicas.

A planície costeira do Guaraú é caracterizada por relevo plano suavemente inclinado em direção ao oceano e o material sedimentar predominante são areias finas a muito finas, que recobrem toda a Formação Cananéia, conforme figuras 77 e 78.

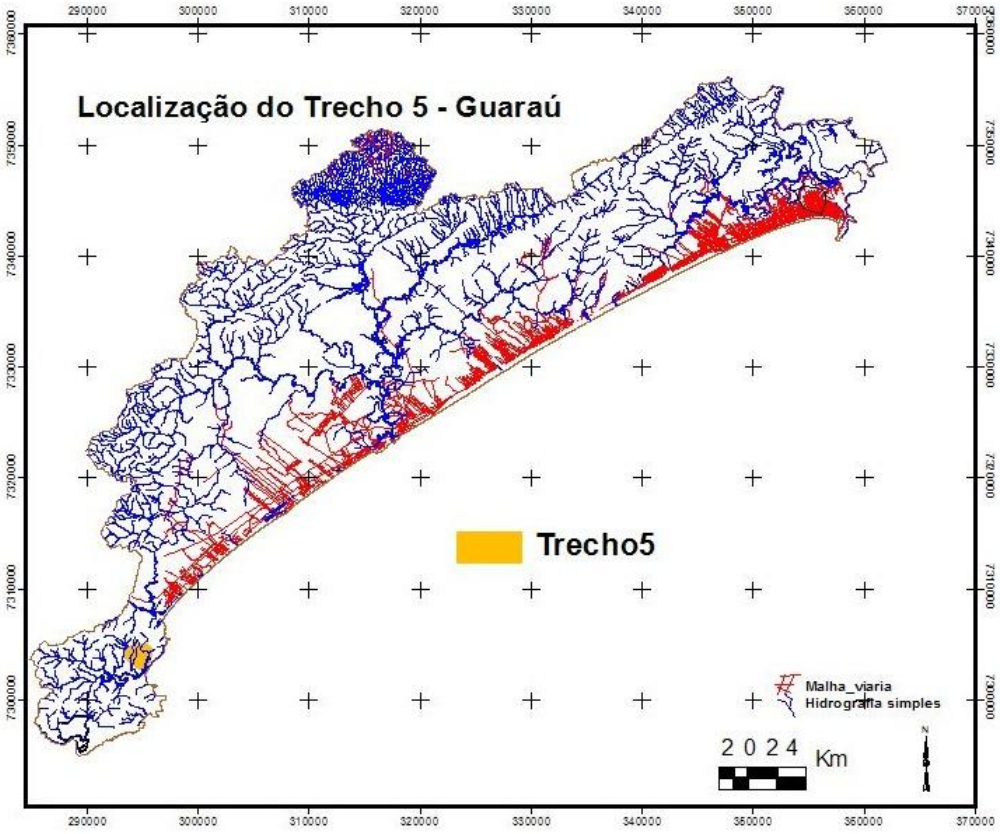


Figura 76. Localização do trecho 5
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

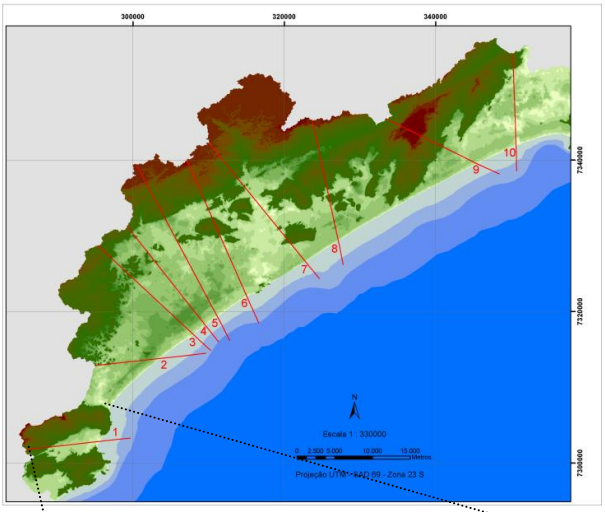
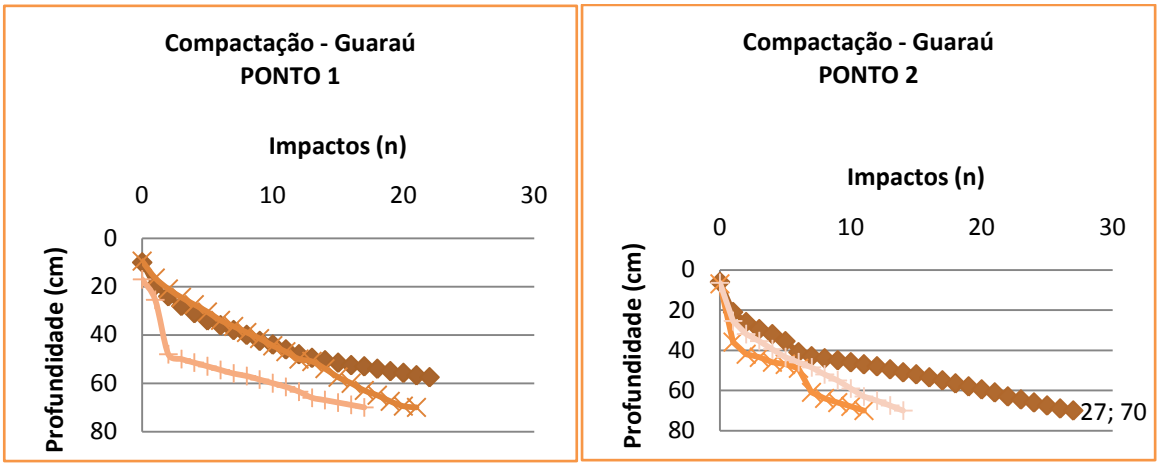


Figura 77. Localização dos perfil na planície costeira
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Figura 78. Imagem 3D da enseada do Guaraú
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

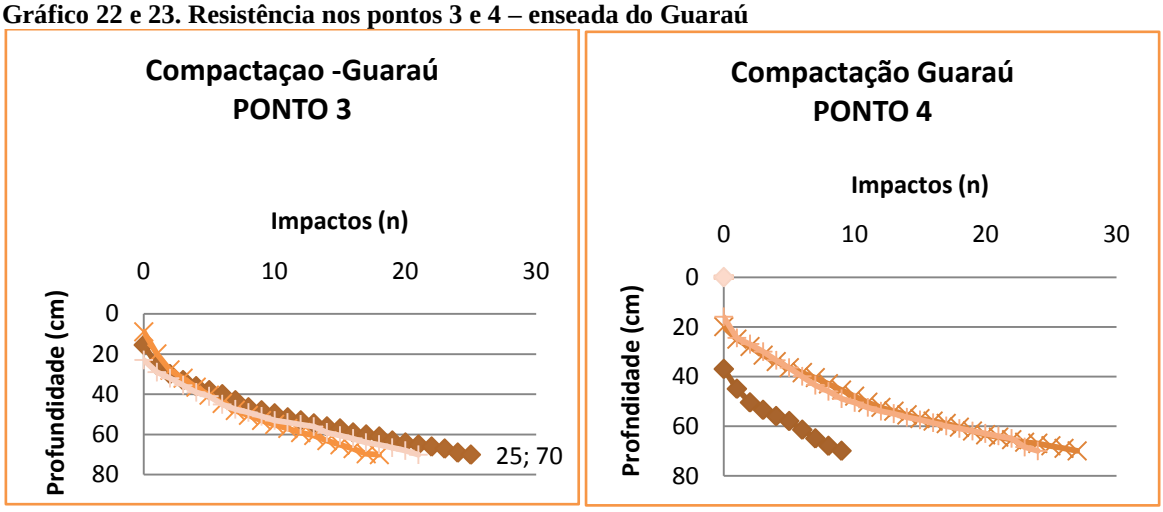
Nos dados de resistência apresentados nos gráficos 20 e 21 é possível observar certa tendência a materiais pouco mais compactados que as amostragens anteriores. No ponto 1, os impactos estiveram em torno de 20. Já no ponto 2, ocorreu uma variação entre as amostragens, nas quais o maior número de impactos atingiu 27, ao passo que as outras estiveram próximas a 10 impactos. Isso indica maior tendência à resistência neste trecho.

Gráficos 20 e 21. Resistência do solo na enseada do Guaraú



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Gráfico 22 e 23. Resistência nos pontos 3 e 4 – enseada do Guaraú



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos pontos 3 e 4, conforme os dados representados nos gráficos 22 e 23, o número de impactos do penetrômetro esteve em torno de 20 a 30, demonstrando, portanto, material sedimentar mais compactado. O solo neste trecho possui camada superficial com predominância de matéria orgânica (0 a 15 cm), na segunda camada com predominância de

areias finas e claras (15 a 30 cm), a terceira camada (30 a 70 cm) representa a transição para a quarta camada (70 a 120 cm), cuja coloração amarelada é típica da formação Cananéia, conforme figura 79, a seguir:

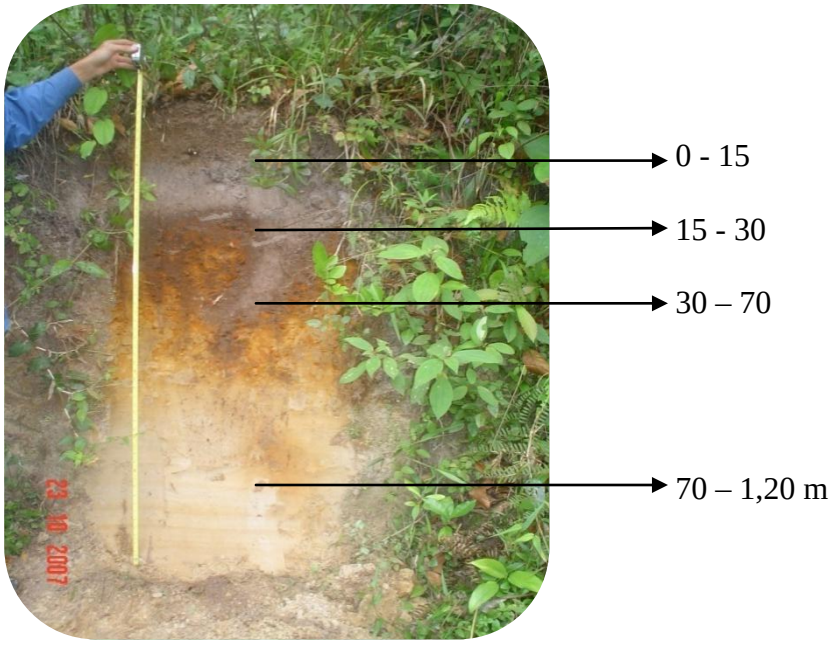
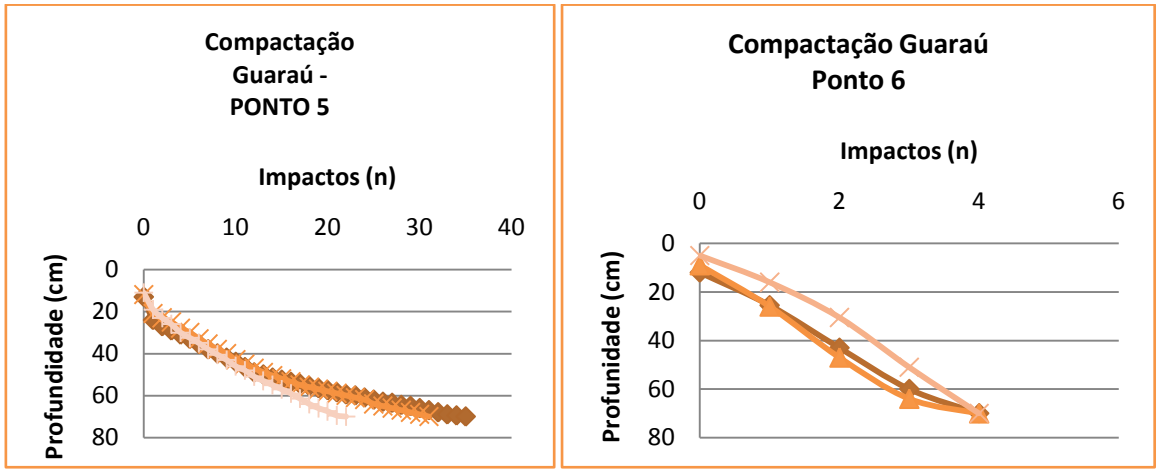


Figura 79. Perfil do solo da Formação Cananéia
Foto: Matos Fierz, M. S. (2007).

Nos pontos 5 e 6 da enseada do Guaraú, a resistência verificada foi bastante variada, conforme se observa nos gráficos 24 e 25. Neste trecho da planície do Guaraú, a resistência foi bastante variada, com predominância de resistência alta. A variação de resistência mostrada nos gráficos ocorre de acordo com o tipo de material que constitui o solo, como areias muito finas e finas componentes deste setor estudado.

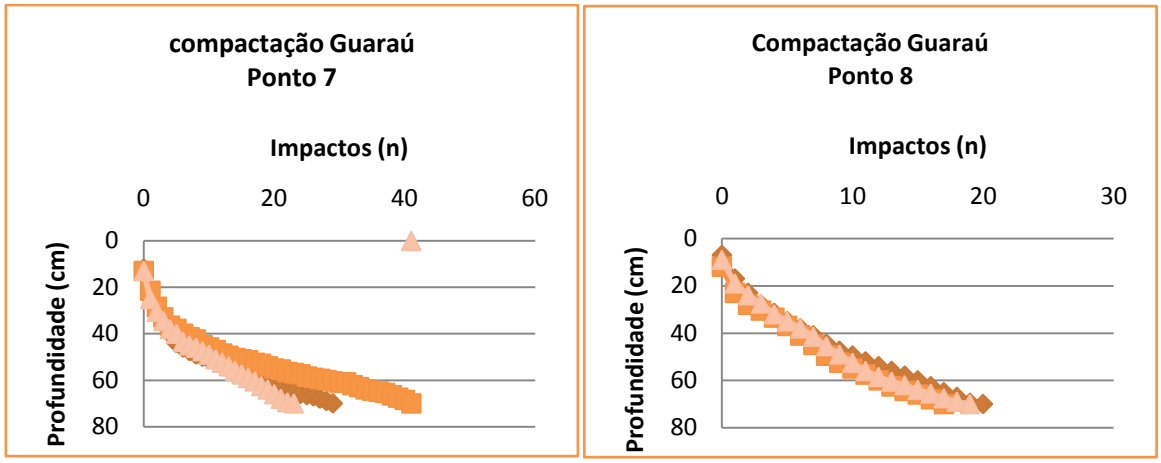
Gráficos 24 e 25. Resistência na enseada do Guaraú



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos gráficos 26 e 27, é possível perceber que a resistência neste trecho da planície do Guaraú apresenta solo de resistência elevada. Esses pontos foram localizados no pós-praia e a composição do solo é de areia fina e muito fina, sem variação na granulometria ao longo do perfil de solo até 1,20 e, pela proximidade da praia, muita umidade.

Gráficos 26 e 27. Resistência na planície do Guaraú



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Foto 5. Medidas de resistência no pós-praia Berma

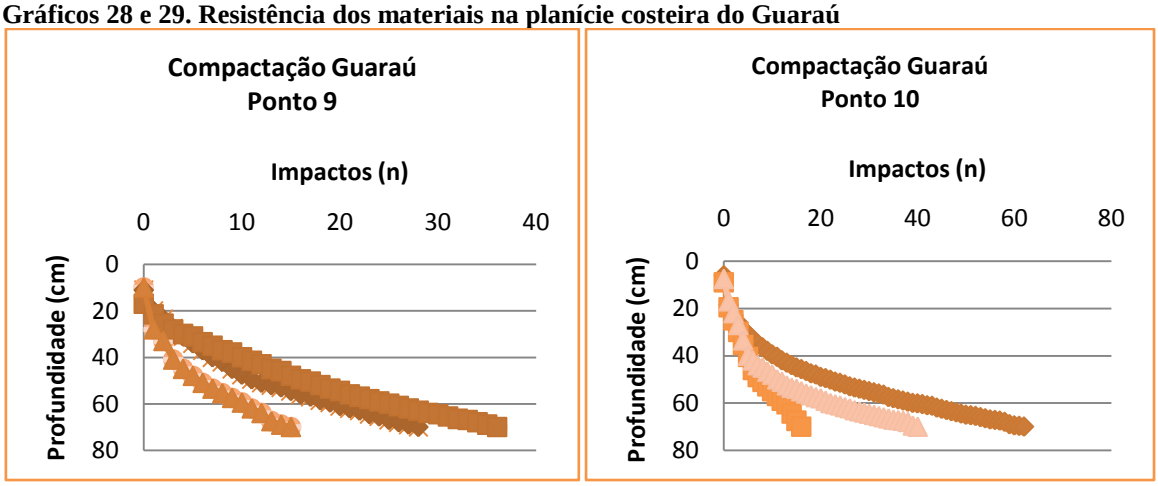
Foto 6. Aspecto do material sedimentar na base da

Fotos: Matos Fierz, M. S. (2007).

Os gráficos 28 e 29 que apresentam dados da planície costeira do Guaraú, assim como os gráficos anteriores, a localização na base da Berma na praia do Guaraú, agora nos pontos 9 e 10, que apresentam alta resistência pela composição do material sedimentar,

composto de areia fina e muito fina, alto teor de umidade. Com a tradagem, foi possível observar a pouca variação do material arenoso ao longo de 1,20 m de profundidade.

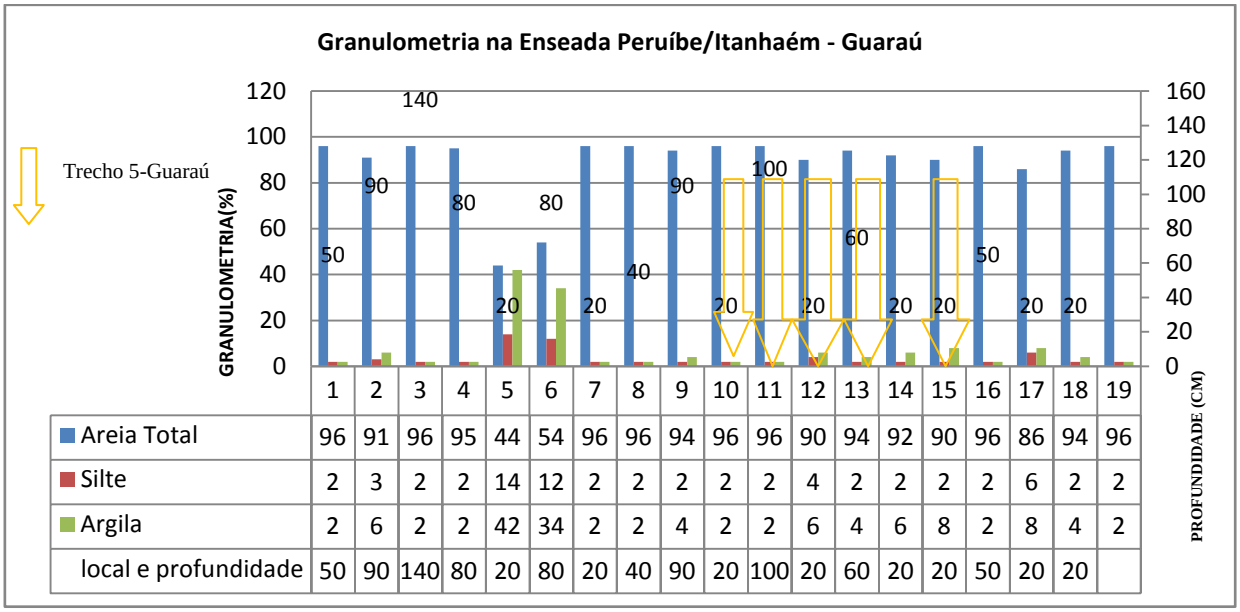
Gráficos 28 e 29. Resistência dos materiais na planície costeira do Guaraú



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Com relação à granulometria da planície do Guaraú, foram analisadas quatro amostras com profundidades e pontos diferentes. Na superfície de 0 a 20 cm, os três pontos analisados tiveram resultados quase semelhantes de areia total, que estiveram em torno de 96 % no ponto 10, em torno de 90 % no ponto 12 e de 92 % no ponto 15. No ponto 11, a porcentagem de areia ficou em torno de 96% à profundidade de 100 cm. A porcentagem de silte nos quatro pontos também foi semelhante, com exceção do ponto 12, que ficou em torno de 4%; nos outros pontos 10, 12 e 15, ficou em torno de 2%. A argila, nos pontos 10 e 11, girou em torno de 2%; nos pontos 12 e 15, os resultados foram de 6% e 8% respectivamente. Na amostra 13, o resultado foi de 94% de areia total, 2% de silte e 4% de argila a 60 cm de profundidade. Esses dados podem ser observados no gráfico 30, a seguir:

Gráfico 30. Granulometria do litoral Peruíbe-Itanhaém-Guaraú



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Areia Total	96	91	96	95	44	54	96	96	94	96	96	90	94	92	90	96	86	94	96
Silte	2	3	2	2	14	12	2	2	2	2	2	4	2	2	2	2	6	2	2
Argila	2	6	2	2	42	34	2	2	4	2	2	6	4	6	8	2	8	4	2
local e profundidade	50	90	140	80	20	80	20	40	90	20	100	20	60	20	20	50	20	20	

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

9.2.6.2. A área da enseada de Peruíbe-Itanhaém (área 3)

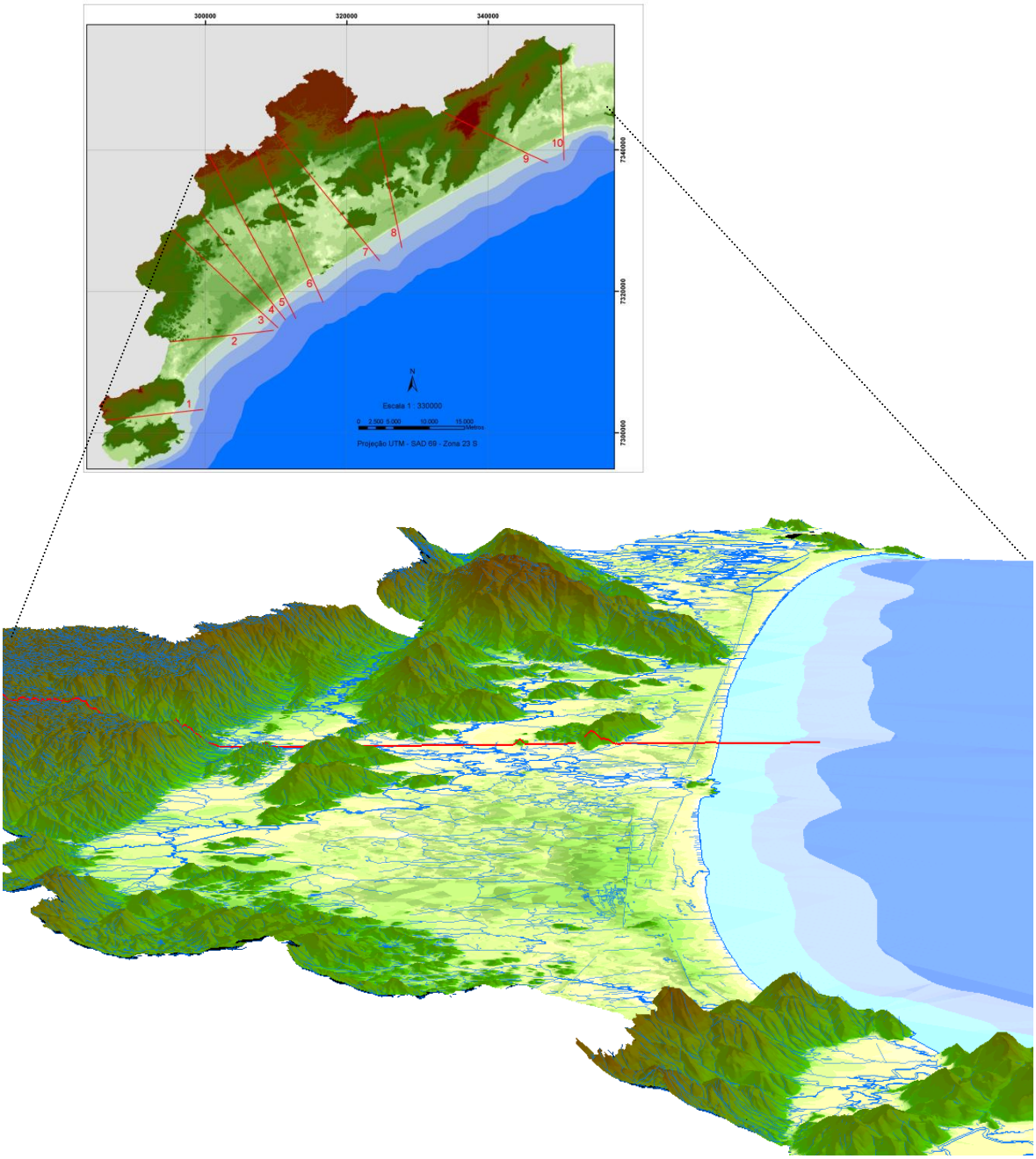


Figura 80. Serra, planície costeira e plataforma continental interna da enseada Peruíbe-Itanhaém Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência no trecho 1, localizado em Itanhaém

No trecho 1, que foi subdividido em duas partes, localizado nas proximidades do rio Itanhaém, os materiais são compostos de areias finas a muito finas, as variedades morfológicas podem ser identificadas, constituindo-se em áreas com cordões litorâneos, por vezes identificáveis em campo e, por outras, quase imperceptíveis ou mascaradas pela vegetação. As depressões entre esses cordões são colonizadas pela vegetação de mata

paludosa, que, por causa da umidade concentrada, retém grande quantidade de sedimentos finos e de matéria orgânica, advindas, sobretudo de folhas de árvores.

A resistência ao longo da grande enseada é bastante variada, sobretudo pela diversidade de compartimentos existentes ao longo da planície costeira, tanto no sentido perpendicular à linha de praia, quanto no sentido longitudinal. Em cada ponto, foram realizadas uma ou mais amostragens para verificar a resistência, com distância de cerca de 1 ou 2 metros entre elas. Dessa forma, cada gráfico apresenta um ou mais perfis de resistência para se estabelecerem parâmetros médios de medidas dos dados.

O trecho 1 foi estabelecido nas proximidades da foz do rio Itanhaém, o que pode explicar a elevada umidade no local dos ensaios. O trecho foi realizado em dois locais, um à margem esquerda do rio Itanhaém e outro à margem direita, conforme se pode observar no mapa de localização do trecho 1 (figura 81). Essas áreas apresentam características geomorfológicas semelhantes, com variações de altitude quase nulas por estarem localizadas em área de relevo plano, característico das planícies costeiras, mas com pequenas variações de ondulação por causa da existência de cordões arenosos, às vezes imperceptíveis. Essas áreas planas e muito úmidas apresentam, neste trecho, vegetação de mata paludosa relativamente bem preservada.

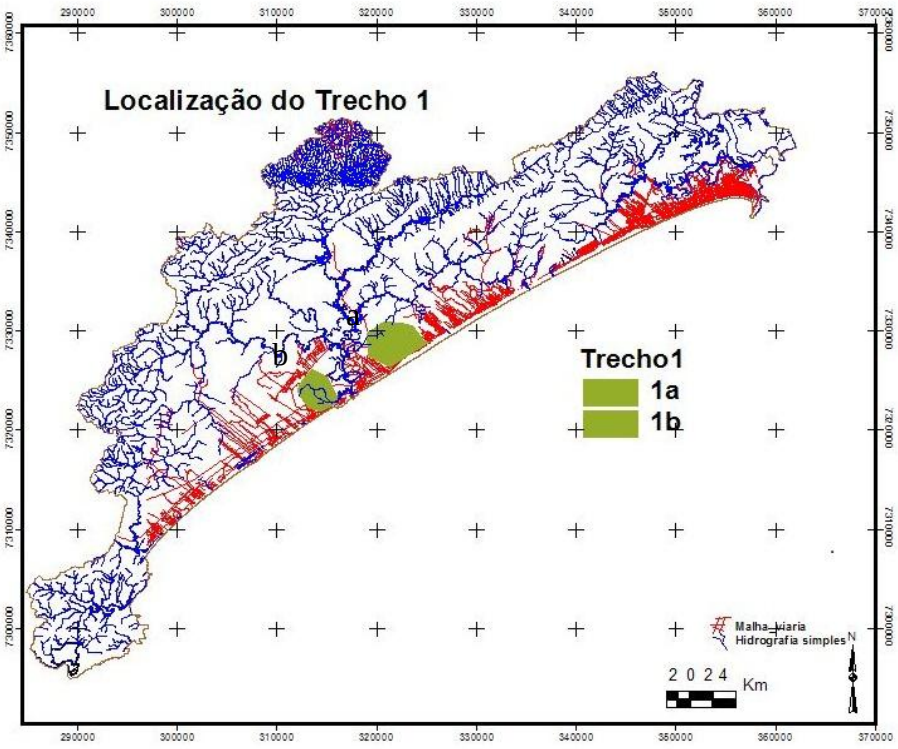
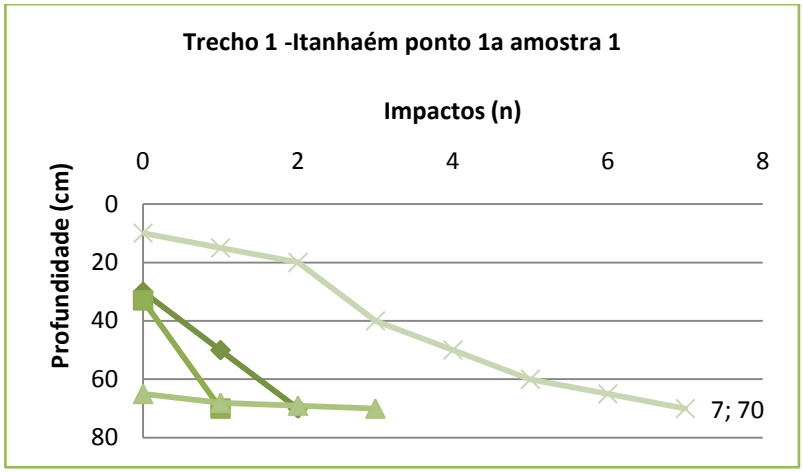


Figura 81. Localização do trecho 1 – Itanhaém
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Neste primeiro trecho da planície costeira da Baixada Santista, encontrou-se um tipo de material de cobertura pouco compactado, pela presença de areias inconsolidadas ou de grande quantidade de matéria orgânica e sedimentos finos e pela intensa umidade.

Conforme se observa no gráfico 31, é possível perceber que, no ponto 1, o número de impactos foi condicionado a uma pequena seqüência e ficou na média de três impactos na área 1a do trecho 1.

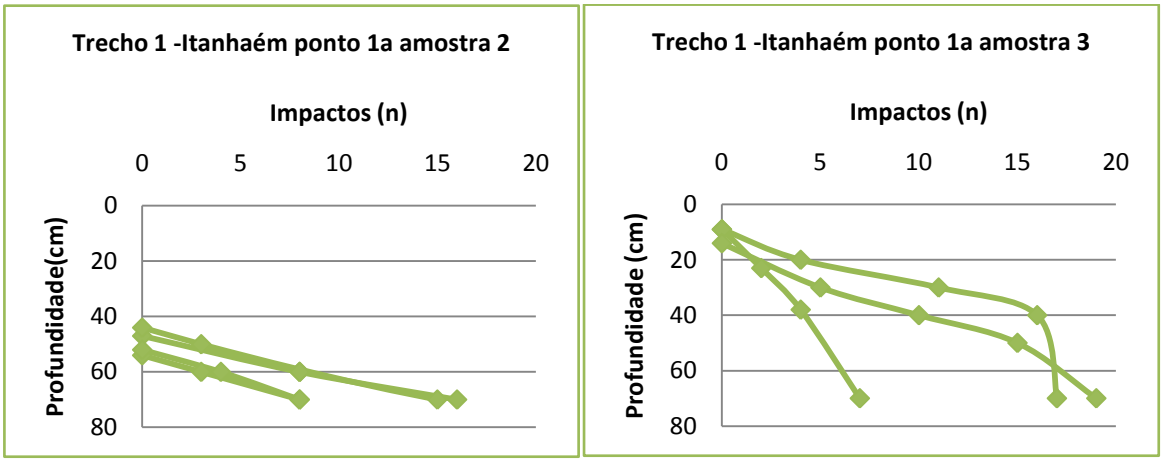
Gráfico 31. Resistência no trecho 1 – amostra 1



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Em alguns pontos, foram abertos perfis ou realizadas tradagens para análise visual das camadas do solo por causa da grande disparidade entre a quantidade de impactos e entre as amostras feitas muito próximas ao mesmo ponto geográfico.

Gráficos 32 e 33. Resistência no trecho 1 – amostras 2 e 3



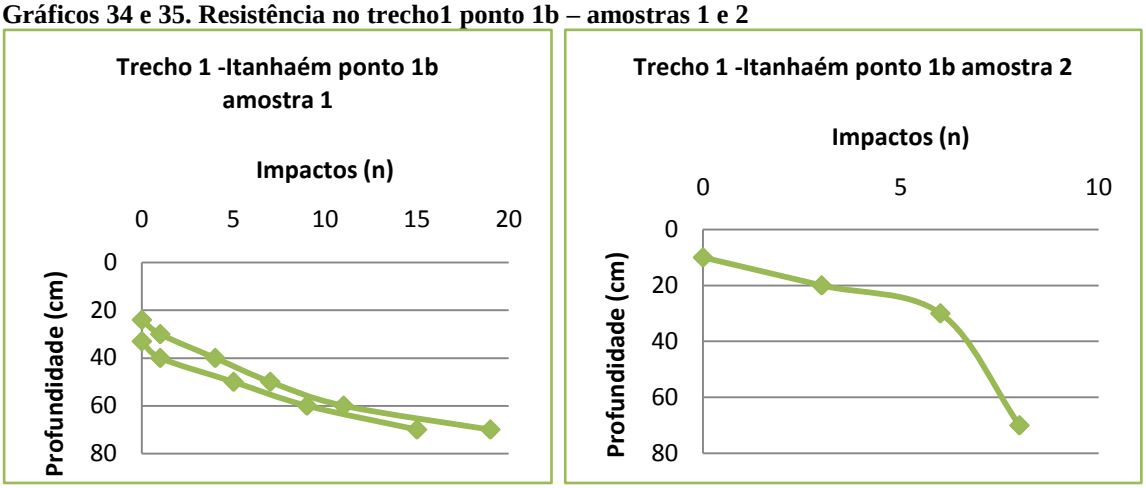
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Para estabelecer uma comparação entre as áreas de mata e áreas desmatadas, realizaram-se pontos de amostragem nesses dois tipos de paisagem. Neste trecho, nas área

de arruamento (foto 7), onde ocorreu a retirada da matéria orgânica, o solo não apresentou resistência mais elevada do que nas áreas de mata em elevado grau de conservação.

No gráfico 34 nota-se que a resistência foi de 15 e 20 impactos. No gráfico 35 a resistência foi de 8 impactos.

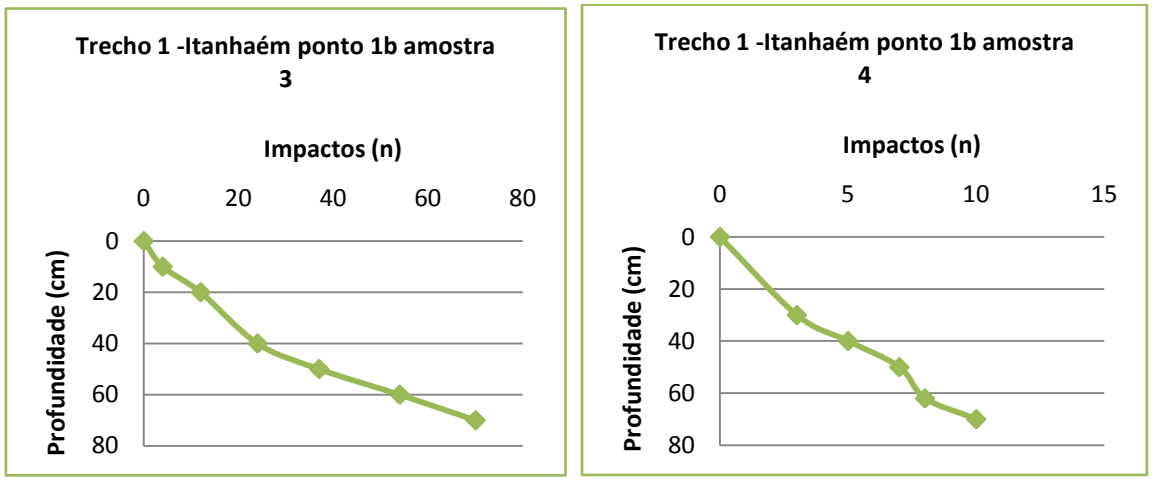
Gráficos 34 e 35. Resistência no trecho1 ponto 1b – amostras 1 e 2



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

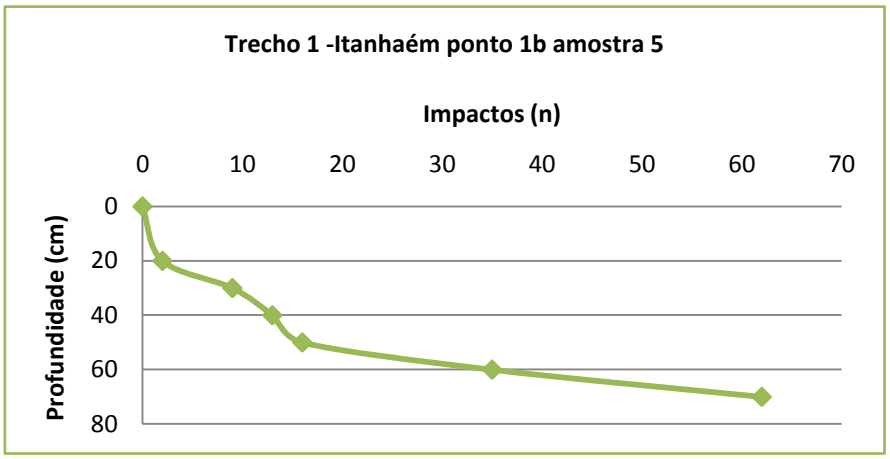
A disparidade entre os dados é verificada nas amostras 3 e 4 nos gráficos 36 e 37. Na amostra 3 os impactos atingiram 70 batidas e na amostra 4 apenas 10 impactos.

Gráficos 36 e 37. Resistência no trecho 1, ponto b – amostras 3 e 4



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Gráfico 38. Resistência no trecho 1, ponto 1b – amostra 5



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Em alguns dos pontos, a resistência do solo foi maior por causa da variação da granulometria das areias. Conforme se observa no gráfico 38, no trecho 1b, isso ocorreu por causa da maior proximidade da área urbanizada, maior compactação do material a resistência também foi maior.

Foto 7. Terreno típico da planície costeira do litoral sul com retirada da camada de matéria orgânica

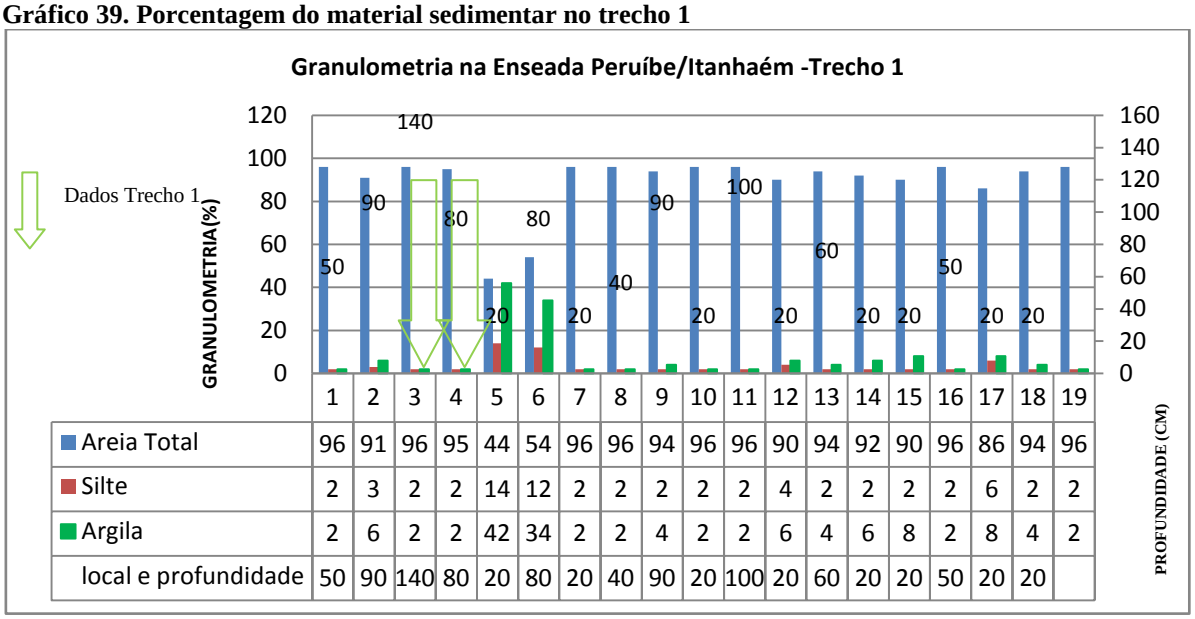
Foto: Matos Fierz, M. S. (2007).

Dessa forma, em termos de resistência, o número de impactos com o penetrômetro, no ponto 1 do trecho 1 foi, *grosso modo*, variou, em alguns trechos com maior número de impactos em outros pontos com poucos atingiram a máxima graduação

da haste de 70cm. Isso é possível observar nos gráficos que representam a quantidade de impactos e a profundidade atingida pelo equipamento.

Com relação à granulometria do trecho 1, observa-se no gráfico 39 a porcentagem de 96% de areia total, 2 % de silte e 2% de argila na amostra de número 3 a 140 cm de profundidade. A amostra 4 apresentou 95% de argila total, 2 % de argila e 2% de silte. Esses dados podem ser verificados no gráfico a seguir:

Gráfico 39. Porcentagem do material sedimentar no trecho 1



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência no trecho 2, localizado entre Peruíbe e Itanhaém

No trecho 2, caracterizado por apresentar areias finas a muito finas e relevo plano, com algumas ondulações de cordões arenosos mascarados pela vegetação, foram realizados 15 pontos com algumas duplicações e triplicações de amostragem para confirmar o padrão de resistência em cada ponto. A localização do trecho 2 pode observado na figura 82.

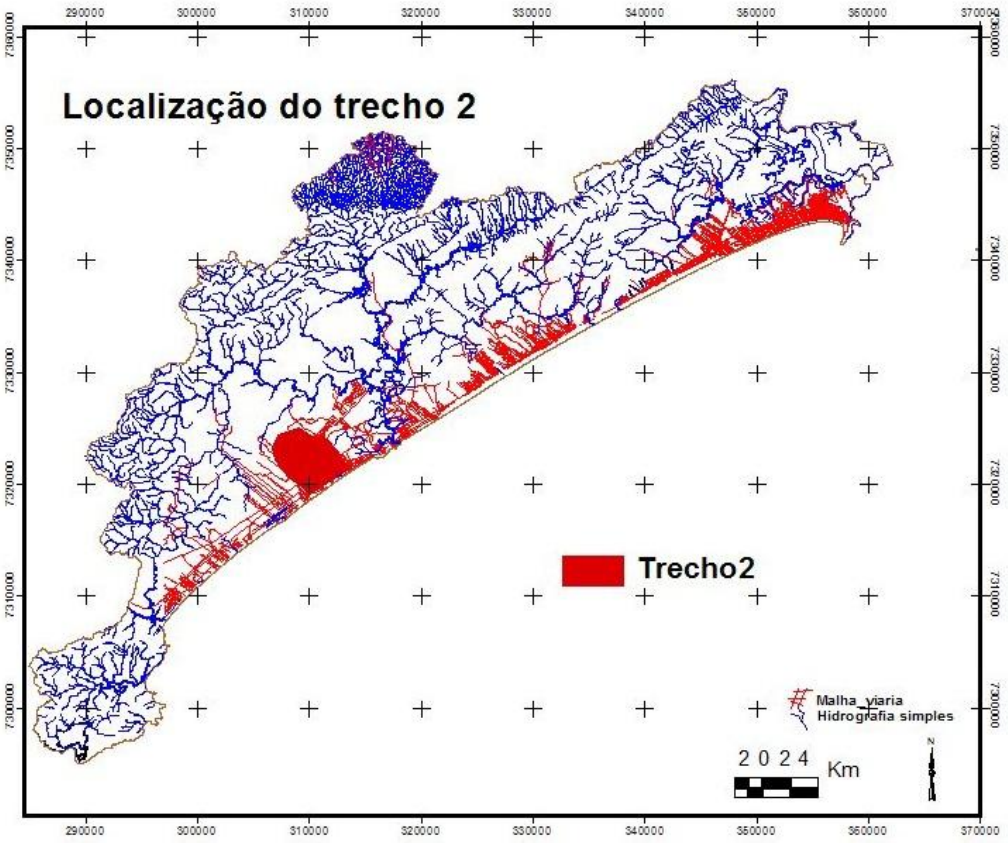
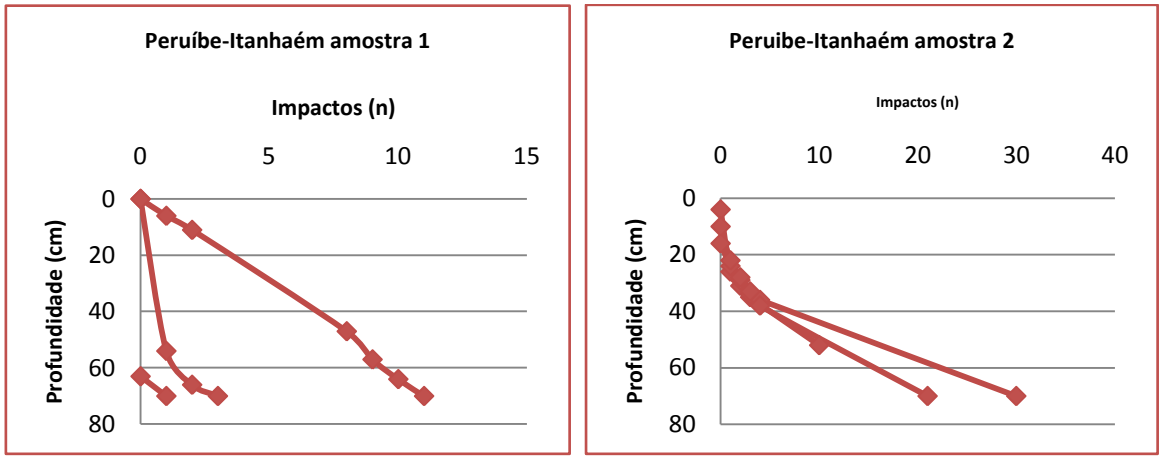


Figura 82. Localização do trecho 2
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos dois primeiros gráficos de número 40 e 41 do trecho 2 da planície costeira de Peruíbe-Itanhaém é possível perceber que a resistência teve início com certa variação inerente às diferenças de compartimentação do relevo, resultantes da gênese de cada um, do material que as sustenta, bem como da situação atual da paisagem.

Na amostra 1 do trecho 2 ocorreu considerada variação, onde o primeiro teste com apenas uma batida já atingiu os 70 cm. No segundo teste apenas 3 batidas e no terceiro alcançou 11 impactos para atingir os 70 cm.

Gráficos 40 e 41. Resistência do trecho 2 – amostras 1 e 2

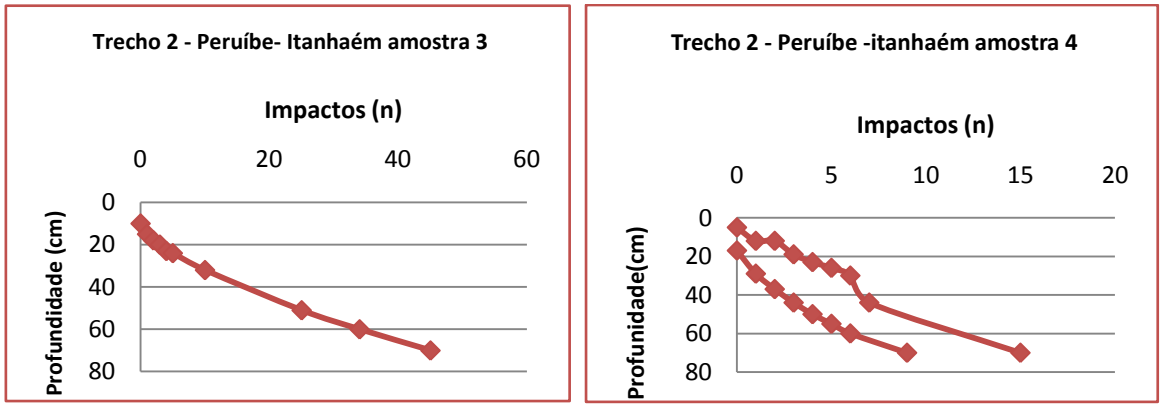


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Neste ponto onde foi aberto o perfil de solo, os dados de resistência das camadas com o uso do penetrômetro de bolso foram os seguintes: na camada mais escura, a resistência foi em média 2,5 kg/cm^2. Já na camada arenosa e sem material orgânico, foi em média 0,75 kg/cm^2. Dessa forma, comprova-se que a camada escura é muito mais compactada que as camadas no seu entorno por causa do endurecimento provocado pela litificação.

Nos gráficos 42 e 43, é possível perceber que as diferenças de resistência prevalecem; no gráfico 42, a resistência deste ponto atingiu os 50 impactos, ao passo que no gráfico 41 a resistência não chegou aos 20 impactos nos dois pontos medidos.

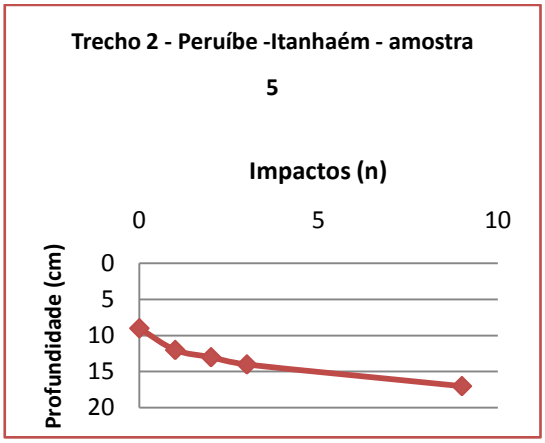
Gráficos 42 e 43. Resistência do trecho 2 – amostras 3 e 4

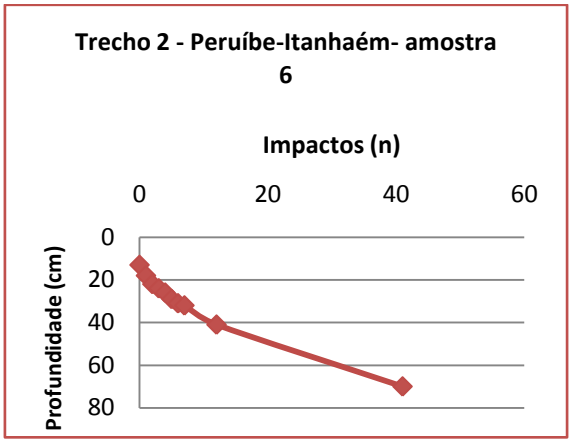


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Os gráficos 44 e 45 representam divergências na resistência, enquanto que o gráfico 39 apresenta baixa resistência em torno de 10 impactos, o gráfico 40 apresenta alta resistência, em torno de 40 impactos.

Gráficos 44 e 45. Resistência no trecho 2 – amostras 5 e 6

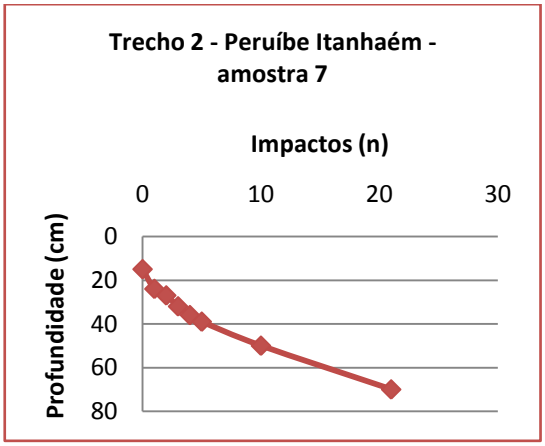


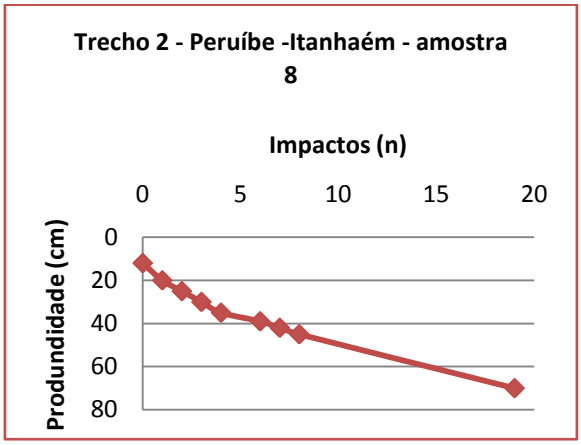


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos pontos analisados nos gráficos 46 e 47, a resistência foi semelhante e atingiu cerca de 20 impactos para chegar a 70 cm de profundidade.

Gráficos 46 e 47. Resistência no trecho 2 – amostras 7 e 8

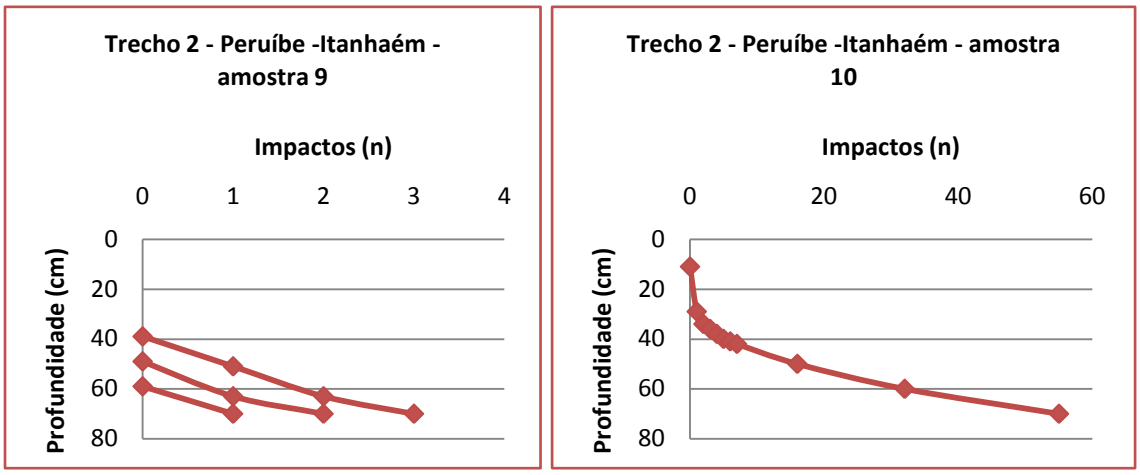




Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos gráficos 48 e 49, nota-se uma grande diferença de resistência, o primeiro mostra uma resistência mínima: com apenas um impacto já se atingindo os 70 cm. Nesses pontos, o penetrômetro afundava muitos centímetros no solo antes mesmo do primeiro impacto e, quando muito, atingiram três impactos, por causa da presença de areias inconsolidadas misturadas a raízes, que favoreciam a abertura dos espaços entre os grãos de areia, deixando-a ainda mais friável, conforme fotos 8 e 9 a seguir:

Gráficos 48 e 49. Resistência no trecho 2 – amostras 9 e 10

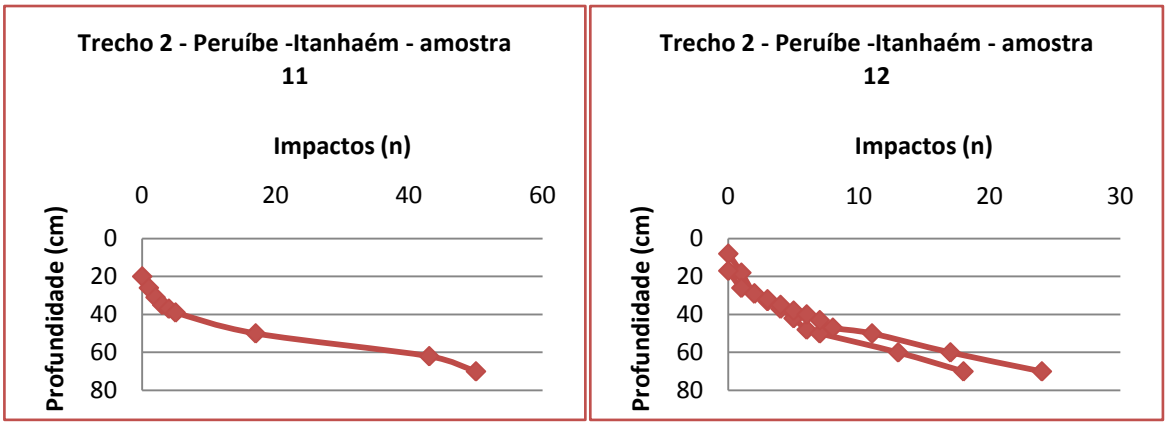


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Foto 8. Solo de baixa resistência – areia e raízes
Foto 9. Solo de baixa resistência – areia muito friável
Fotos: Matos Fierz, M. S. (2008).

Nestes pontos, localizados em área de floresta de restinga, havia camada espessa de serrapilheira. A resistência, representada nos gráficos 50 e 51, foi considerada mais elevada, já que o número de impactos foi maior, entre 20 e 50. Na foto 10 observam-se as características da área de floresta de restinga e a cobertura de serrapilheira.

Gráficos 50 e 51. Resistência no trecho 2 – amostras 11 e 12

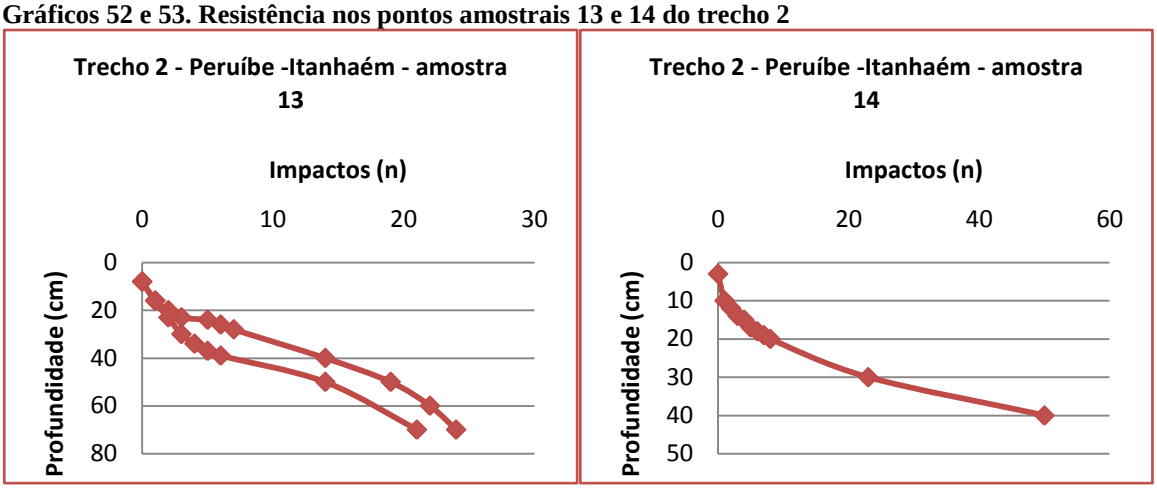


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Foto 10. Área de floresta de restinga com espessa camada de serrapilheira
Foto: Matos Fierz, M. S. (2006).

Nos gráficos 52 e 53, observa-se que este trecho apresenta resistência média a elevada, visto que o número de impactos variou entre 20 e 50; entretanto neste ponto de 50 impactos, o penetrômetro chegou apenas aos 40 cm, uma vez que alcançou a camada fragipã(?), a qual geralmente se encontrava por volta dessa profundidade neste trecho.

Gráficos 52 e 53. Resistência nos pontos amostrais 13 e 14 do trecho 2



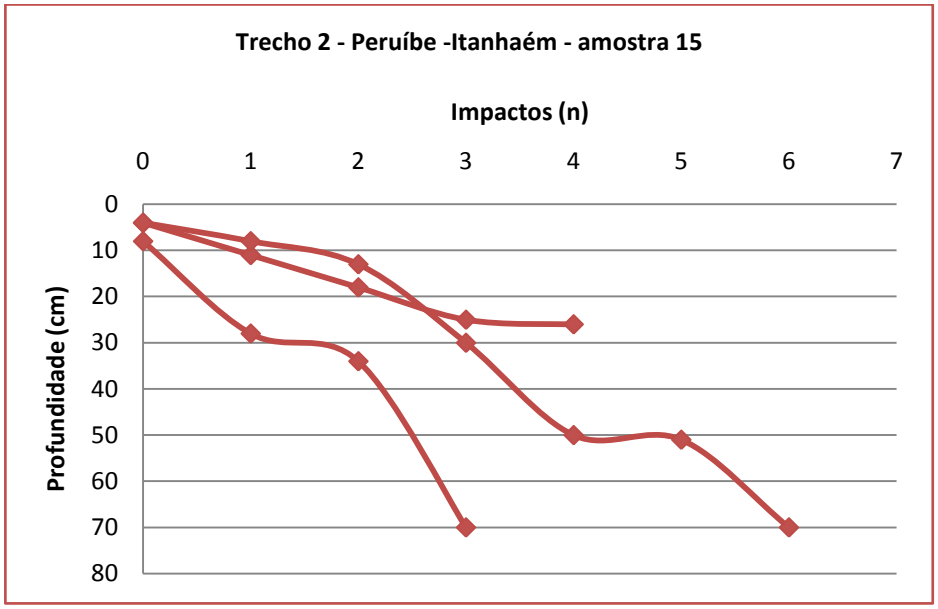
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No gráfico 54, observa-se a baixa resistência deste ponto, visto que os números dos impactos não ultrapassaram 6. Este trecho é caracterizado por ser área desmatada com areia inconsolidada. Em alguns pontos o solo é menos compactado por causa da predominância de areias muito friáveis. Em outros pontos ao longo da planície costeira, a resistência apresentou-se muito intensa, por causa da presença da camada litificada denominada B espódico do espodossolo, ou do tipo fragipã(?)[14], ou ainda piçarra. Essa

[14] "É um horizonte mineral subsuperficial, com 10 cm ou mais de espessura, usualmente de textura média ou algumas vezes arenosoa raramente argilosa, que pode, mas não necessariamente, estar subjacente a um horizonte B espódico, B textural ou horizonte álbico. Tem conteúdo de matéria orgânica muito baixo, a densidade do solo é alta em relação aos horizontes sobrejacentes e é aparentemente cimentado quando seco, tendo então consistência dura, muito dura ou extremamente dura.
O fragipã(?) para ser diagnóstico, deve ocupar 50 % ou mais do volume do horizonte.
Quando úmido, o fragipã(?) tem uma quebracidade fraca a moderada e seus elementos estruturais ou fragmentos apresentam tendências a romperem-se subitamente, quando sob pressão, em vez de sofrerem uma deformação lenta. Quando imerso em água, um fragmento seco torna-se menos resistente, podendo desenvolver fraturas com ou sem desprendimento de pedaços, e se esboroa em curto espaço de tempo (+- 2 horas).
Um fragipã(?) é usualmente mosqueado e pouco ou muito permeável à água. Quando de textura média ou argilosa, o fragipã(?) normalmente apresenta partes esbranquiçadas (devido à redução) em torno de poliedros ou prismas, que se distanciam de 10 cm, ou mais no horizontal, formando um arranjamento poligonal grosseiro.
O fragipã(?) dificulta ou impede a penetração das raízes e da água no horizonte em que ocorre."(EMPRAPA, 1999 p 55-56).
Segundo a Embrapa (1999), no fragipã(?), quando imerso em água, um fragmento seco torna-se menos resistente, podendo desenvolver fraturas com ou sem desprendimento de pedaços, e se esboroa em curto espaço de tempo (cerca de 2 horas). Entretanto, uma experiência foi realizada em laboratório com uma amostra do suposto fragipã(?) e, mesmo permanecendo imerso em água por duas semanas, a amostra não se desfez, nem mesmo se tornou menos resistente, não desenvolveu fraturas (o que pode estar associado ao tamanho da amostra), não ocorreu desprendimento de pedaços e não se esboroou em curto nem em longo espaço de tempo. Notou-se que nem mesmo a coloração da água teve grandes mudanças.

camada confere ao solo maior resistência, já que torna-o impenetrável com o penetrômetro e, conseqüentemente, a área é classificada como fragilidade ambiental baixa.

Gráfico 54. Resistência do ponto15 do trecho 2



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nas fotos 11 e 12 a seguir, é possível observar duas estruturas superficiais do solo das paisagens típicas na planície costeira da área de estudo. Essas características influenciam diretamente na resistência do solo e, conseqüentemente, na classificação da fragilidade ambiental.

Foto 11. Areia inconsolidada 9ou friável) à superfície
Foto 12. Camada litificada aflorando

Fotos: Matos Fierz, M. S. (2006).

O relevo dessas áreas é, de maneira geral, plano, salvo exceções de algumas ondulações artificiais, tais como acúmulo de areias e restos de vegetação retirados para implantação de loteamentos. Nas áreas mais conservadas, a vegetação mascara as formas menores, tais como paleodunas e cordões litorâneos.

A resistência é baixa nas áreas onde predominam areias inconsolidadas na superfície e em alguns trechos ao longo da planície costeira. Já nos locais onde a camada endurecida aflora, a resistência é alta e, por vezes, muito alta, já que não permite a utilização do penetrômetro por causa da sua alta resistência ou elevado grau de litificação.

Em alguns trechos onde as camadas arenosas ou paleodunas que possivelmente recobriam a camada endurecida não foram retiradas, aquelas se apresentam nos perfis em profundidades variadas. Nas fotos 13 e 14, observa-se o perfil típico desse trecho da planície costeira, Espodossolo:

Foto 13. Aspectos do Espodossolo da planície sobre cordão com cobertura vegetal secundária presença do B espódico ou camada fragipã(?)

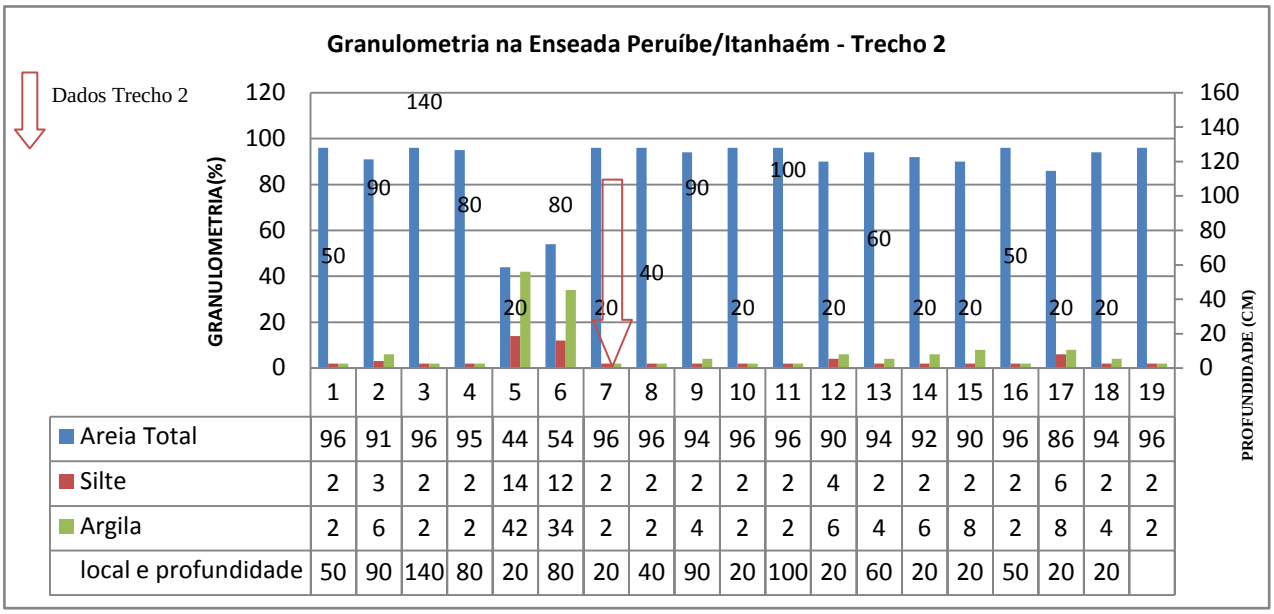
Foto 14. Camada fragipã(?) localizada próximo à superfície e enxadão como escala

Fotos: Matos Fierz, M. S. (2006).

A presença da camada fragipã(?) (EMBRAPA, 1999), ou B espódico, influencia diretamente no estudo de resistência, porque quando o penetrômetro entra em contato com essa camada, paralisa a penetração e, por vezes, mascara a resistência, visto que logo abaixo a areia pode ser menos compactada.

No trecho 2, a granulometria da amostra 7 apresentou 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila, conforme gráfico 55.

Gráfico 55. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 2



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Areia Total	96	91	96	95	44	54	96	96	94	96	96	90	94	92	90	96	86	94	96
Silte	2	3	2	2	14	12	2	2	2	2	2	4	2	2	2	2	6	2	2
Argila	2	6	2	2	42	34	2	2	4	2	2	6	4	6	8	2	8	4	2
local e profundidade	50	90	140	80	20	80	20	40	90	20	100	20	60	20	20	50	20	20	

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência no trecho 3, localizado em Peruíbe

O trecho 3 compreende mata de restinga, mata paludosa, áreas antropizadas. O relevo é plano, com pequenas variações de altitude quase imperceptíveis ao longo planície costeira, onde predominam os sedimentos marinhos constituídos de areias fina e muito finas inconsolidadas. O trecho 3 está representado na figura 83 a seguir:

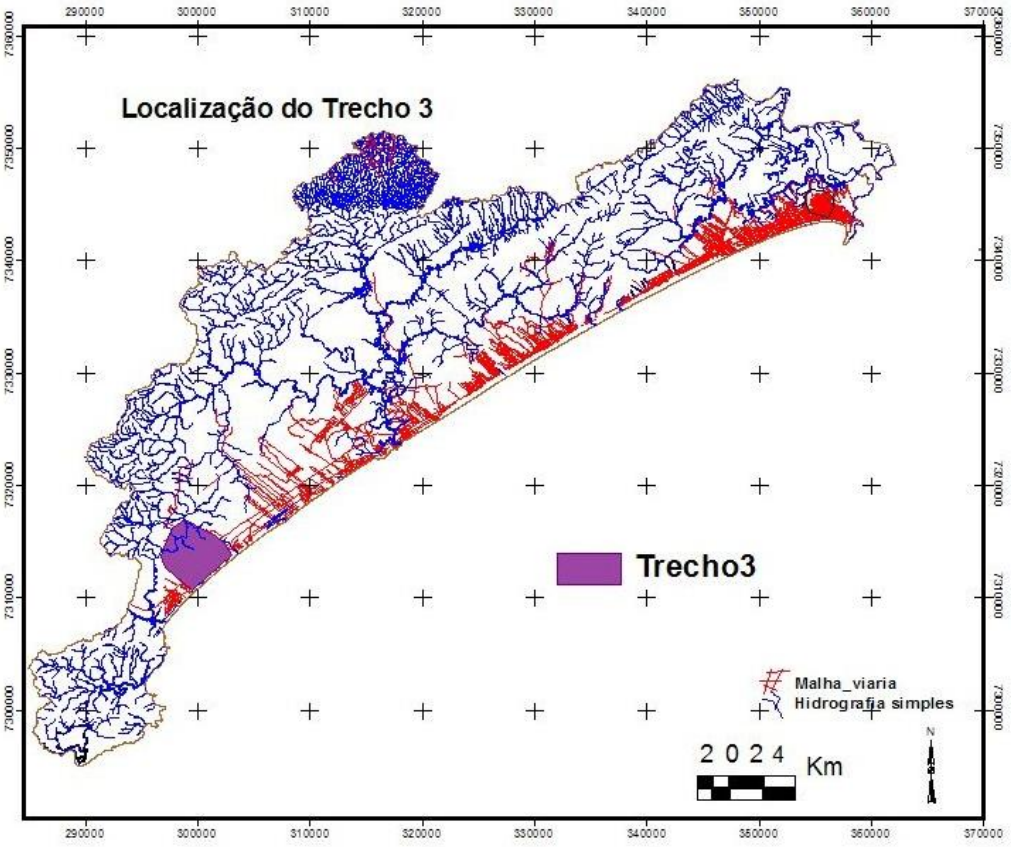
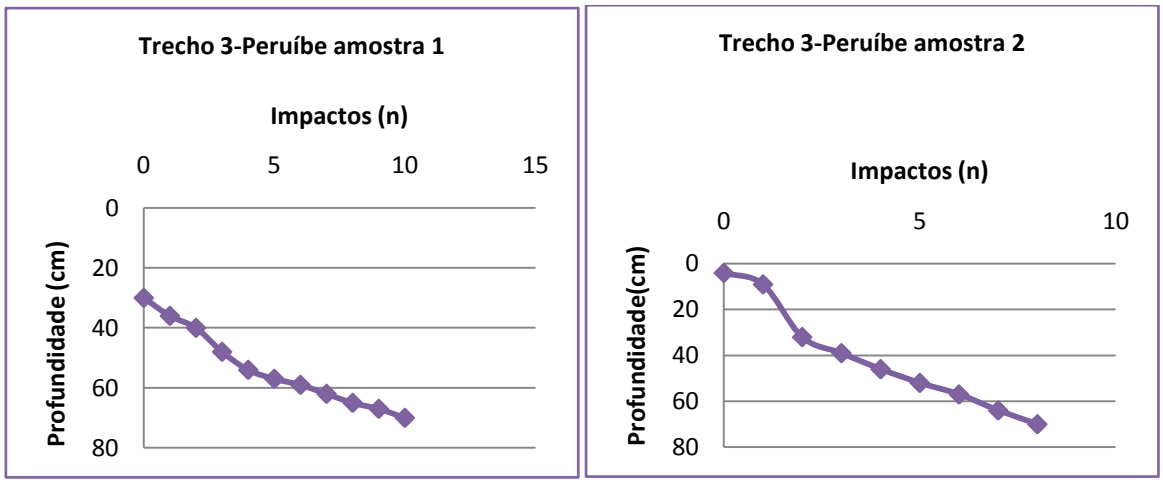


Figura 83. Localização do trecho 3 – Peruíbe
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos gráficos 56 e 57, nota-se que nesses pontos em área de mata secundária e relevo plano e variação de altitude quase nula, os dados de resistência estiveram em torno de 10 impactos. Esses pontos foram observados na bacia do rio Preto em área muito antropizada, com presença de lixo no meio da mata.

Gráficos 56 e 57. Resistência amostras 1 e 2 do trecho 3 – Peruíbe

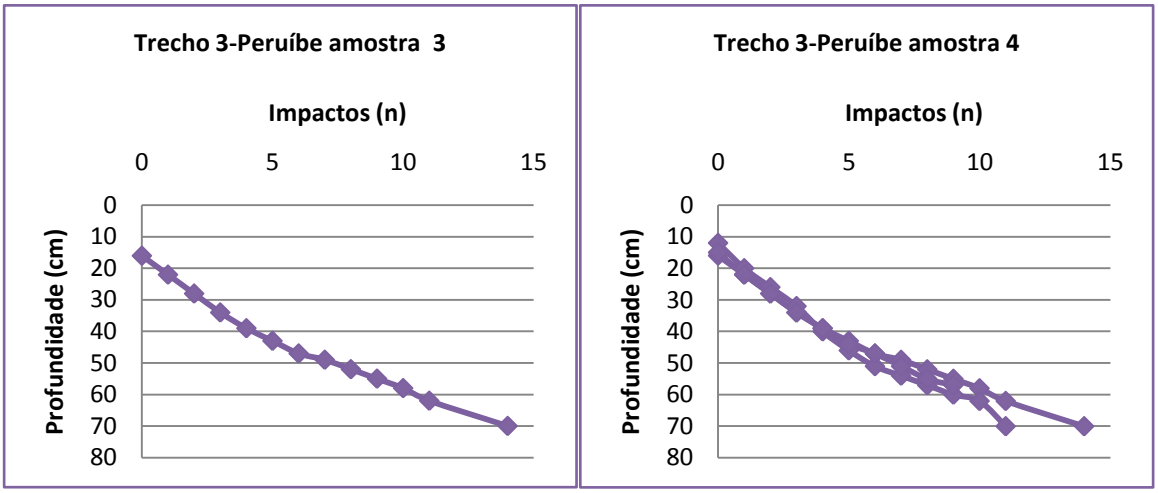


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Outros pontos desse trecho foram contemplados com o teste do penetrômetro e não apresentaram resistência, porque aquele afundou sem nenhum impacto. A área, de mata secundária em depressão intercordões, é caracterizada por apresentar pouca variação altimétrica.

Nos gráficos 58 e 59, observa-se que os impactos se mantiveram em torno de 13 batidas, o que caracteriza um solo pouco compactado neste trecho. A área desses pontos é desmatada e o solo é alterado.

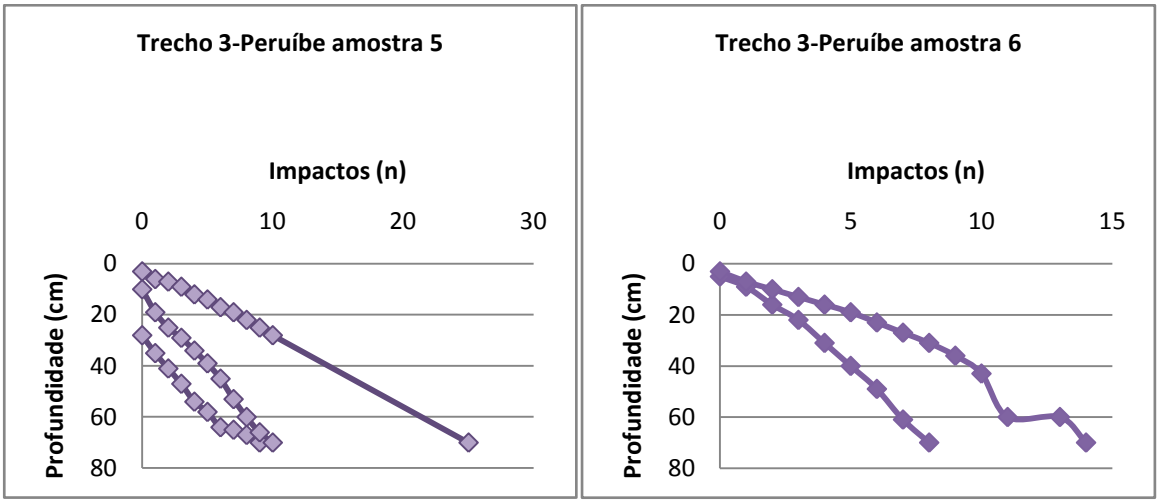
Gráficos 58 e 59. Resistência das amostras 3 e 4 do trecho 3 – Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos pontos representados pelos gráficos 60 e 61, os impactos variaram em torno de 8 a 10, chegando a atingir 25 impactos em um ponto, por causa do material mais compactado. Este ponto é caracterizado por ser, em parte, área de mata paludosa e, em parte, área semi urbanizada, onde o solo foi alterado parcialmente.

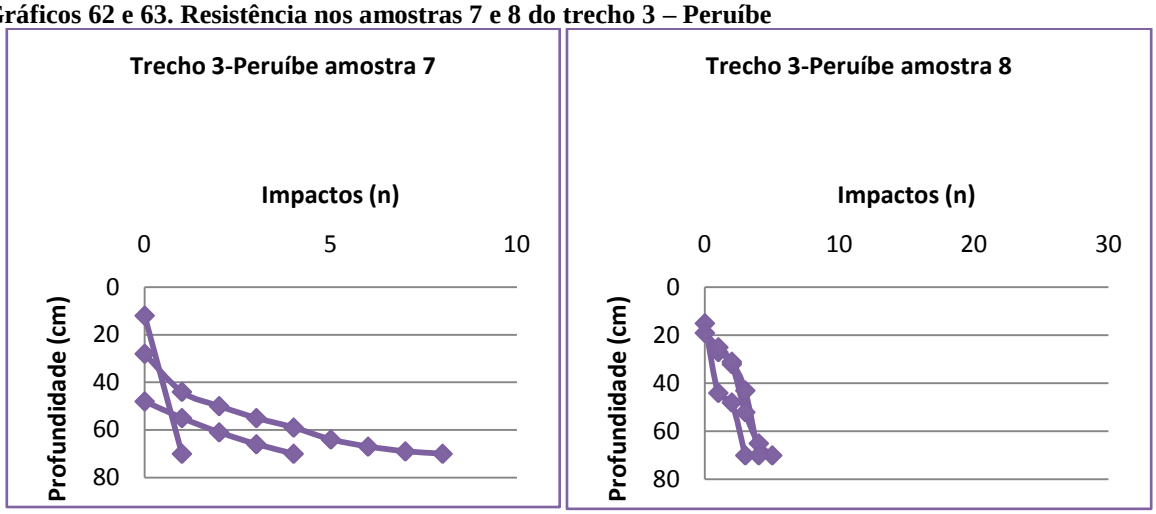
Gráficos 60 e 61. Resistência amostras 5 e 6 do trecho 3 – Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nos gráficos 62 e 63, a resistência nos pontos 7 e 8 apresentaram menos que 10 impactos, o que lhes confere o caráter de pouco compactado. Trata-se de área de solo arenoso inconsolidado na superfície e, como esperado, muito compactado na camada fragipã(?), solo tipo espodossolo conforme se observa nas fotos 15 e 16.

Gráficos 62 e 63. Resistência nos amostras 7 e 8 do trecho 3 – Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

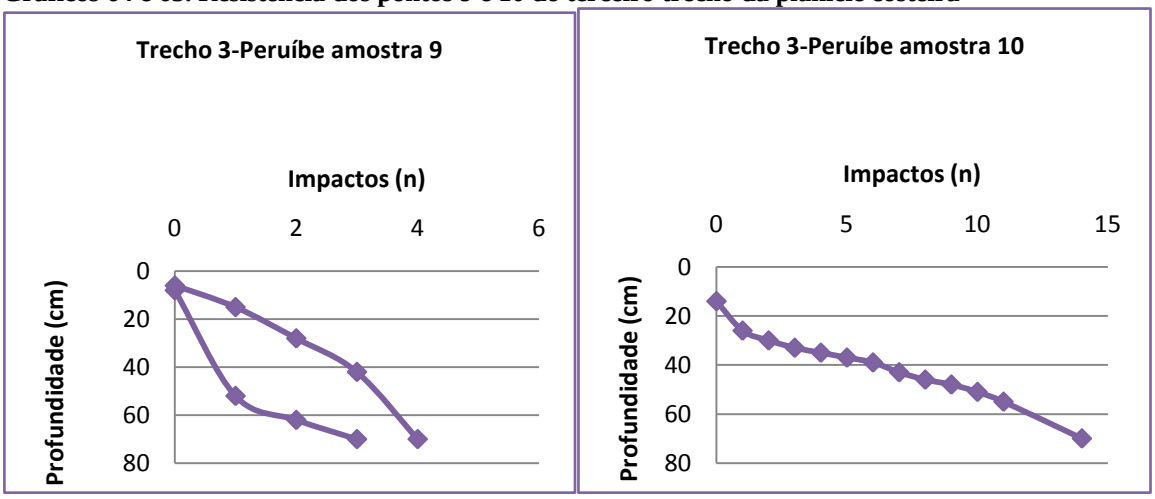
Foto 15. Paisagem antropizada que recobre camada fragipã(?) na região de Peruíbe
Foto 16. Detalhe de perfil, penetrômetro de bolso. Troncos queimados como testemunhos da vegetação que recobria a área

Fotos: Matos Fierz, M. S. (2006).

Nas imagens acima, vê-se uma antiga área de mata paludosa que foi queimada e o solo drenado para a instalação de loteamentos. Neste trecho, ocorrem areias da Transgressão Santos, sobre as quais se formam os solos do tipo espodossolo.

No gráfico 64, nota-se a pouca resistência do solo neste trecho. O gráfico 65 mostra que há maior resistência à penetração e, conseqüentemente, a continuidade das características de solos pouco compactos, compostos por areias inconsolidadas, características do solo tipo neossolo quartzarênico.

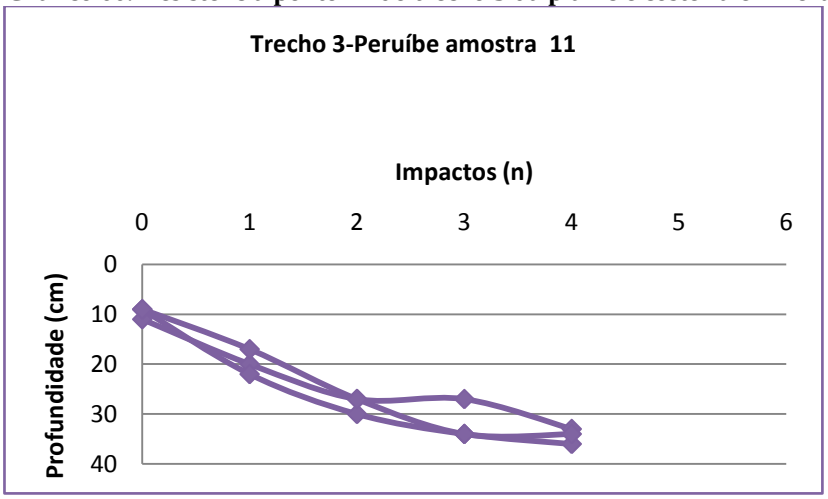
Gráficos 64 e 65. Resistência dos pontos 9 e 10 do terceiro trecho da planície costeira



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Neste gráfico 66, observa-se que os impactos foram interrompidos por volta da profundidade de 30 cm nos três pontos de amostragem. Isso ocorre pela presença da camada fragipã(?), a qual, neste setor, encontra-se a essa profundidade e impede a penetração da haste do penetrômetro devido à elevada resistência do material litificado.

Gráfico 66. Resistência ponto 11 do trecho 3 da planície costeira em Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na foto 17, a camada de fragipã(?), com mais de 2 m, está localizada em área de expansão urbana. Nestes pontos, o penetrômetro não penetrou por causa da alta resistência que essa camada litificada apresentada, sobretudo neste trecho.

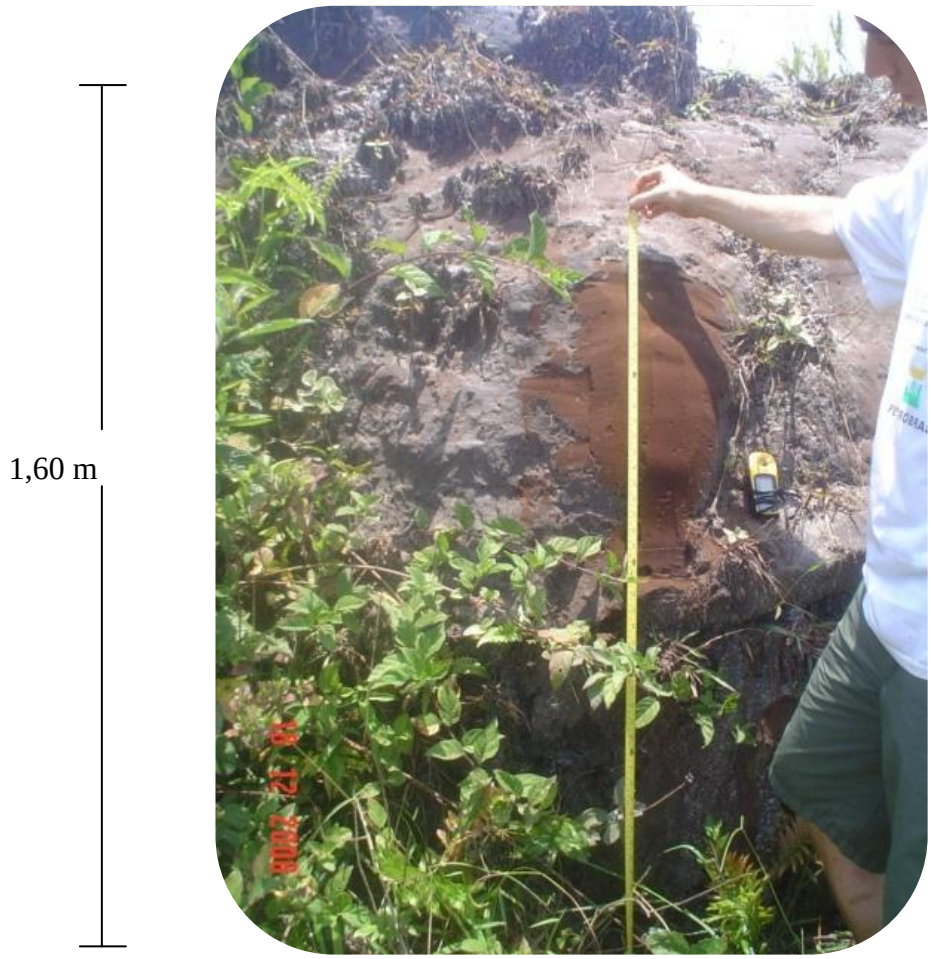
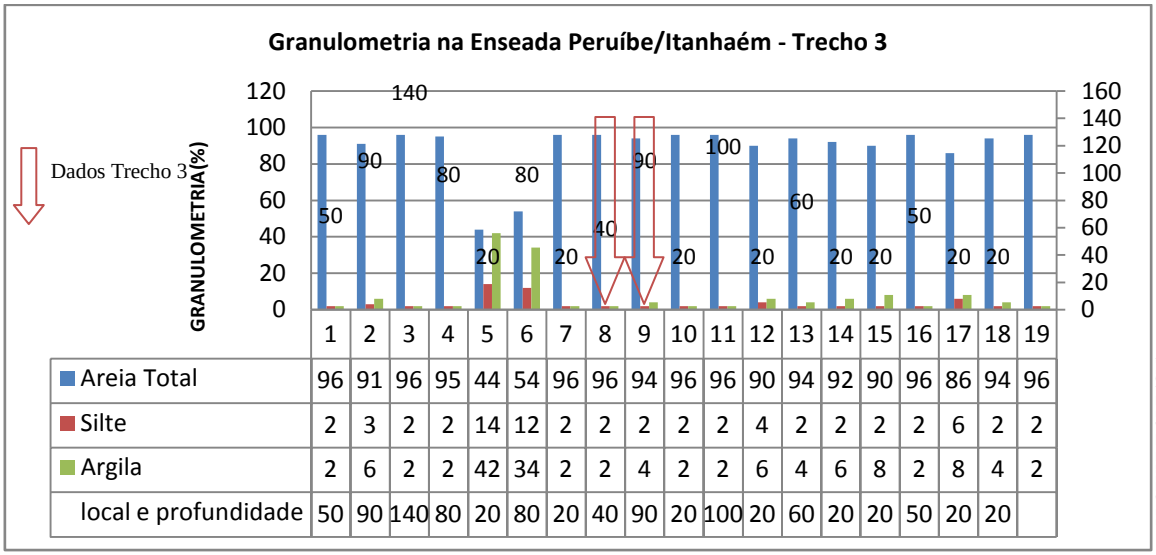


Foto 17. Camada de fragipã(?) com mais de 1,6 m de espessura
Foto: Matos Fierz, M. S. (2006).

Conforme observa-se no gráfico 67 a granulometria no trecho 3 apresentou os seguintes resultados: na amostra 8, com 40 cm de profundidade, 96% de areia total, 2 % de argila e 2% de silte. A amostra 9 apresentou 94% de areia total, 2% de silte e 4 % de argila numa profundidade de 90 cm.

Gráfico 67. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 3



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Areia Total	96	91	96	95	44	54	96	96	94	96	96	90	94	92	90	96	86	94	96
Silte	2	3	2	2	14	12	2	2	2	2	2	4	2	2	2	2	6	2	2
Argila	2	6	2	2	42	34	2	2	4	2	2	6	4	6	8	2	8	4	2
local e profundidade	50	90	140	80	20	80	20	40	90	20	100	20	60	20	20	50	20	20	

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência do trecho 4 – localizado em Itanhaém-Mongaguá

O trecho 4 foi dividido em três pontos, 4a, 4b e 4c. O ponto 4a está localizado na foz do rio Itanhaém no município de Itanhaém, o ponto 4b está localizado no município de Mongaguá, bem como o ponto 4c, conforme figura 84.

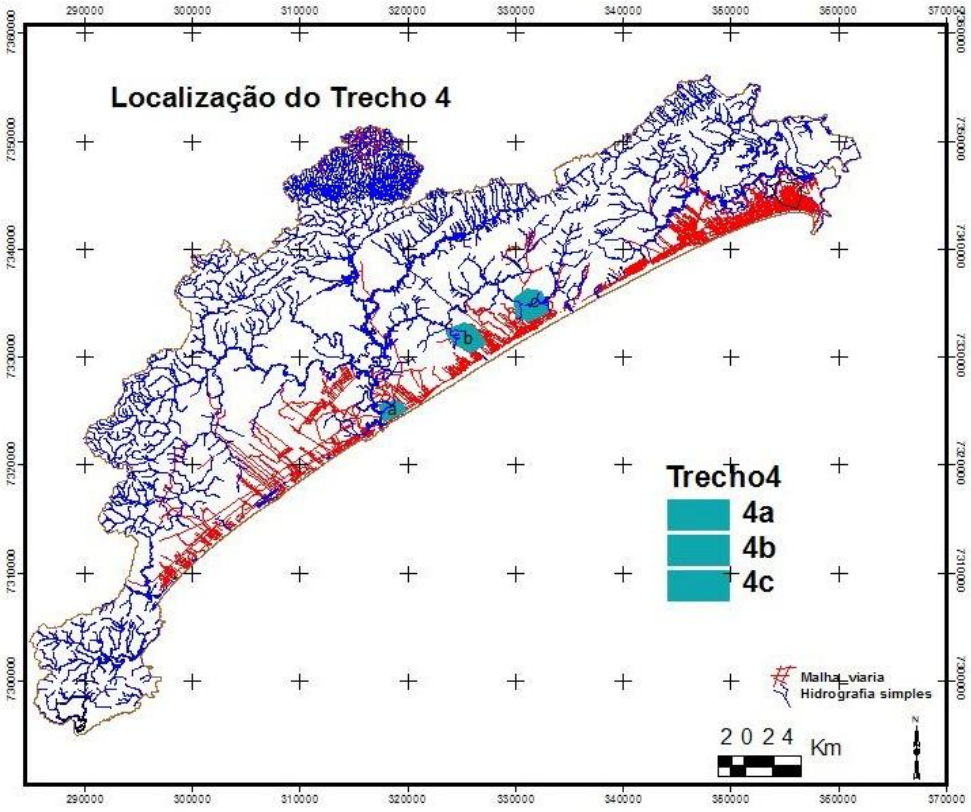
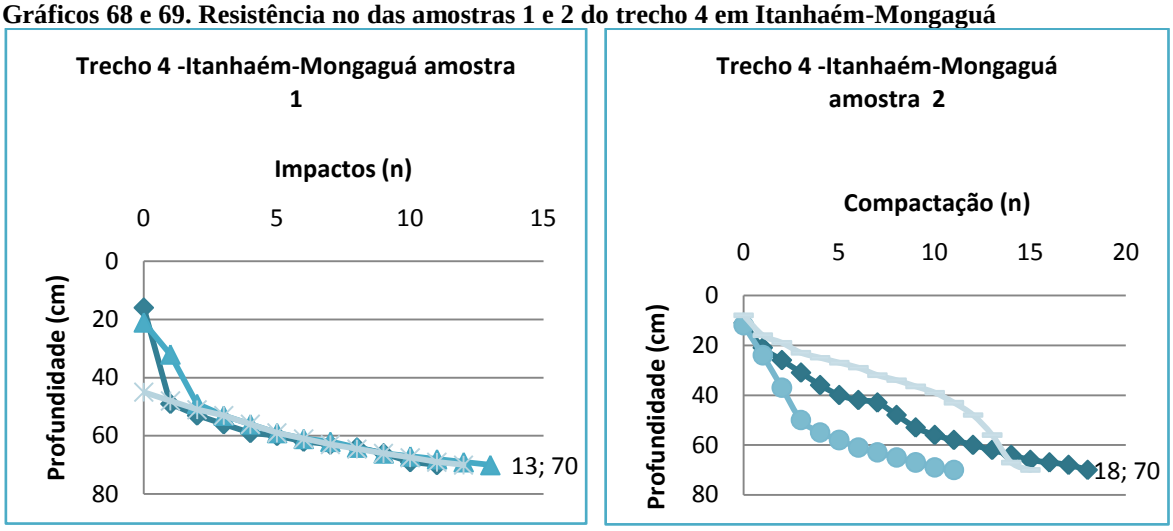


Figura 84. Localização do trecho 4
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nestes pontos 1 e 2, conforme se observa nos gráficos 68 e 69, no trecho da enseada de Itanhaém/Mongaguá, na bacia do rio Itanhaém, a resistência também se evidenciou como baixa, em torno de 13 no ponto 1, e 18 no ponto 2. O material sedimentar que constitui o solo nesses pontos é de areias de granulometria média.

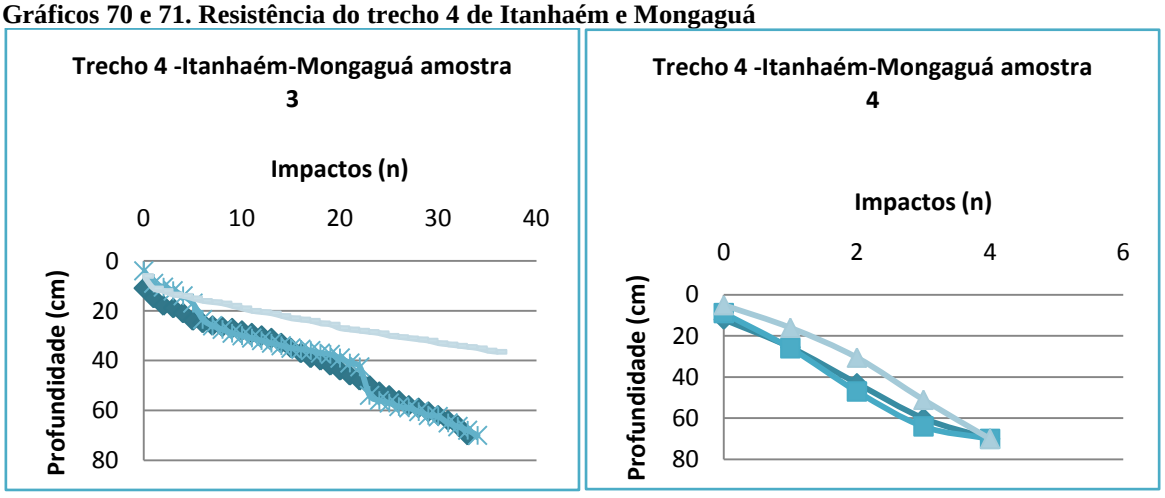
Gráficos 68 e 69. Resistência no das amostras 1 e 2 do trecho 4 em Itanhaém-Mongaguá



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No ponto 3 do trecho 4, a resistência variou conforme representado no gráfico 70 . Nota-se que a resistência do solo é maior do que nos pontos anteriores, com impactos próximos a 40, ao passo que, no gráfico 71, os impactos foram em número reduzido, ou seja, a resistência no ponto 4 é muito baixa. O ponto 3 apresentou areia grossa como material que compõe a planície neste trecho, conforme verificado com a tradagem. Já no ponto 3, estabelecido no topo do cordão arenoso composto de areias mais finas, a resistência foi baixa, em torno de quatro impactos.

Gráficos 70 e 71. Resistência do trecho 4 de Itanhaém e Mongaguá

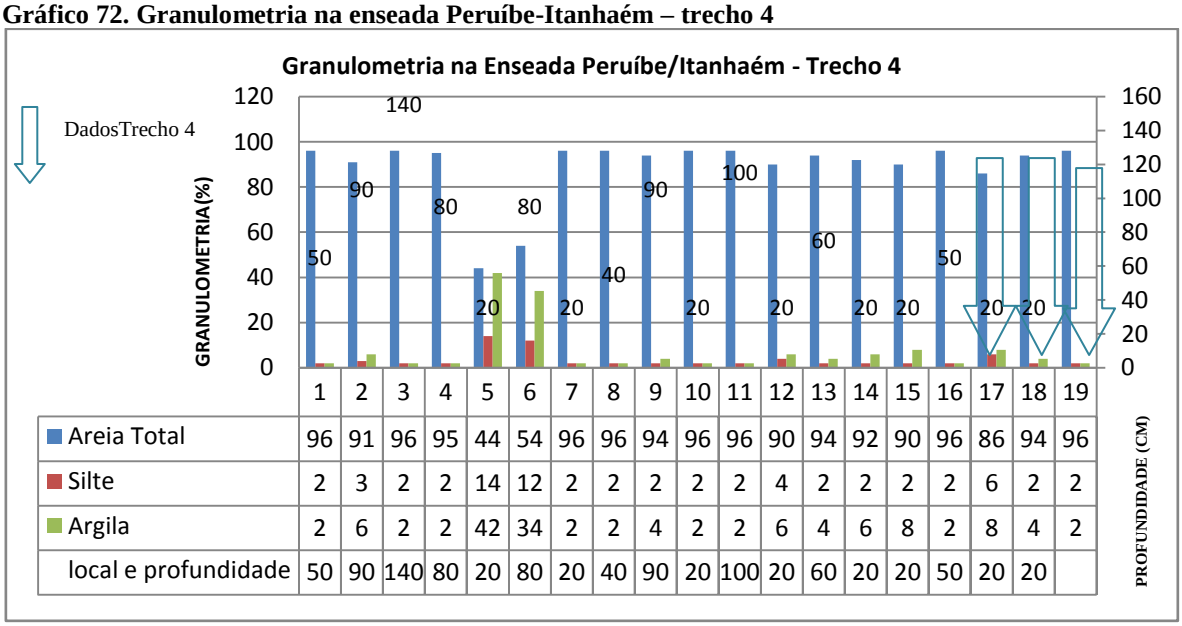


Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme é possível observar no gráfico 72, a granulometria do trecho 4 na amostra 16 resultou em 96% de areia total, 2 % de argila e 2% de silte a uma profundidade de 50 cm. A amostra 17 apresentou 86 % de areia total 6% de silte e 8% de argila à superfície de 0 a 20 cm. A amostra 18 apresentou 94% de areia total, 2 % de silte e 4% de argila à superfície de 0 a 20 cm.

Neste trecho a variação da resistência dos materiais que recobrem as áreas correspondem a aos diferentes tipos materiais que formam esses pontos analisados, ora areia muito friável, ora areia mais úmida e mais resistência e granulometrias variadas de muito finas a finas com mínima presença de argila e silte..

Gráfico 72. Granulometria na enseada Peruíbe-Itanhaém – trecho 4



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de compactação do trecho 6 – localizado em Peruíbe

O trecho 6, localizado em áreas próximas ao trecho 2, em Peruíbe, também foi estabelecido com o objetivo de cobrir lacunas dos trechos anteriores na região de Peruíbe. Este trecho está localizado na área urbana e o objetivo foi verificar a presença do fragipã(?) nesta área mais próxima à praia. Também foi encontrada uma área com grande quantidade de argila, conforme figura 85.

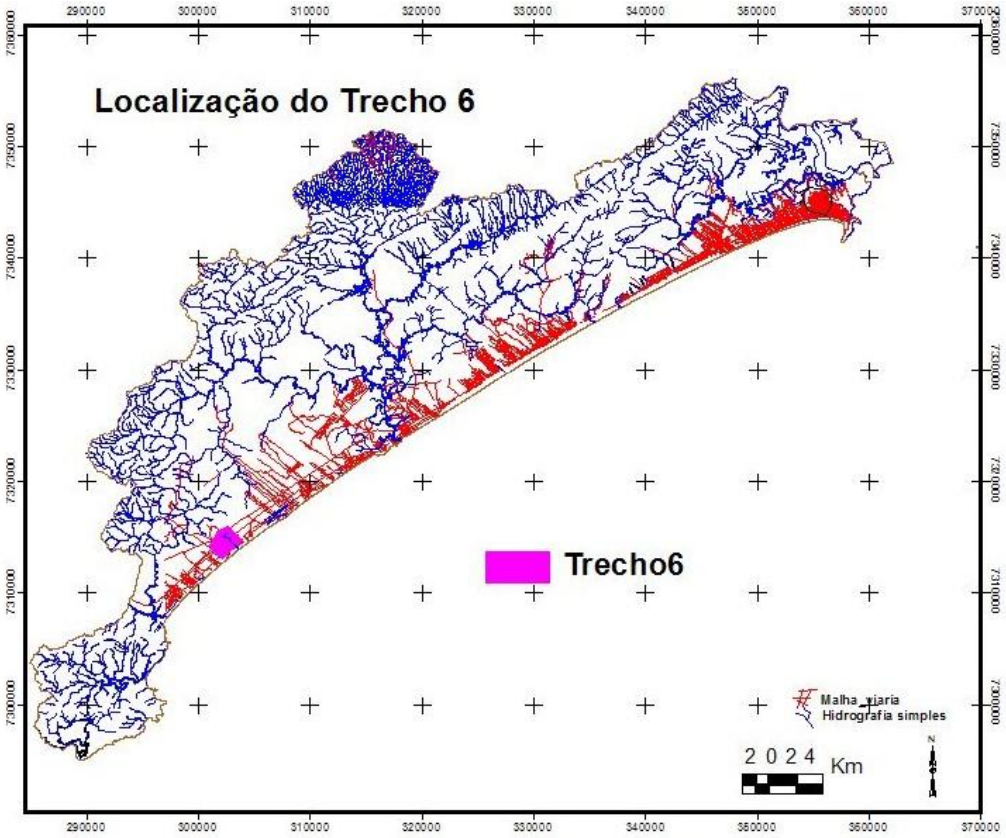
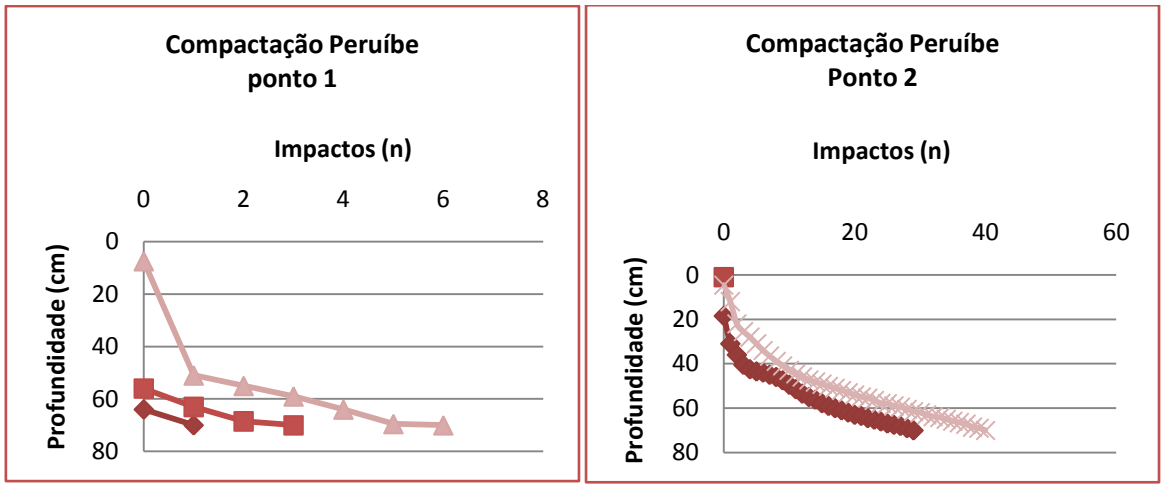


Figura 85. Localização do trecho 6
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

O ponto 1, representado no gráfico 73, corresponde às áreas de mata de restinga preservadas (ao fundo da foto 18) com material de substrato caracterizado pela presença de lama, tabatinga (NAVARRA[15], 1982), o que explica a baixa resistência constatada. O lençol freático neste ponto foi medido a 1,20 m da superfície. No ponto 2 do gráfico 74, localizado na área onde a camada fragipã(?) está presente, a resistência foi maior por causa da camada litificada típica dos solos litorâneos do tipo espodossolo com horizonte B espódico.

[15] "Nas bacias de inundação e nas áreas deprimidas lagunares, os cursos de água carregados de materiais em suspensão foram paulatinamente infiltrando-se nos interstícios das areias marinhas. A medida que o material fino de deposição foi aumentando passou aos poucos a envolver as areias originando um material de consistência argilosa, um aglomerado com proporções variáveis de argila e areia que constitui as tabatingas litorâneas."(NAVARRA, 1982 p271)

Gráficos 73 e 74. Resistência do material na enseada da Baixada Santista



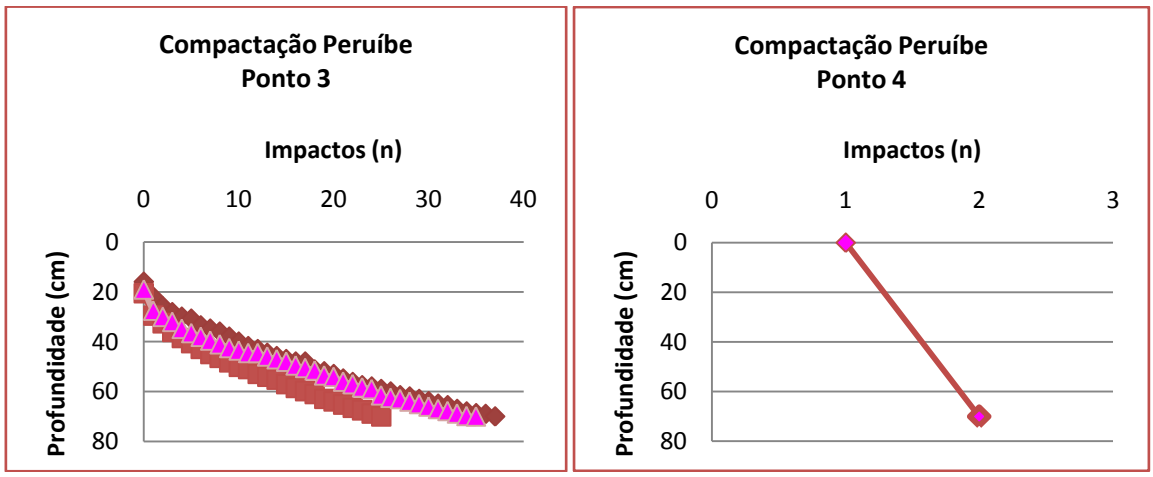
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Foto 18. Camada fragipã(?) sendo ocupada por loteamento (ao fundo mata de restinga preservada)
Foto: Matos Fierz, M. S. (2007).

Os gráficos 75 e 76, que representam os ponto 3 e 4, respectivamente, apresentam resistência muito diferente em razão da localização e, mormente, do material que compõe o solo de cada ponto. O ponto 3 estava localizado na área de mata, conforme se observa ao

fundo da foto 18. Neste trecho, havia uma camada espessa de serrapilheira, raízes até 22 cm e o lençol freático a 80 cm. A camada fragipã(?), neste ponto, encontra-se a essa profundidade também.

Gráficos 75 e 76. Resistência do material na enseada da Baixada Santista



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No ponto 4 (gráfico 76), o penetrômetro não se fixava, e sua haste afundava direto no solo sem impactos por causa da presença de argila e matéria orgânica com o máximo de umidade. Neste ponto, havia uma trincheira aberta com retroescavadeira pelo dono do terreno, o qual estava fazendo terraplanagem para posterior construção, conforme se observa na foto 19. A tradagem não foi possível, uma vez que o material não se fixava no copo do trado, por causa da alta umidade, que fazia com que o material argiloso, orgânico com alto índice de umidade tipo gleissolo, escorresse do trado. O lençol freático encontra-se a 90 cm.

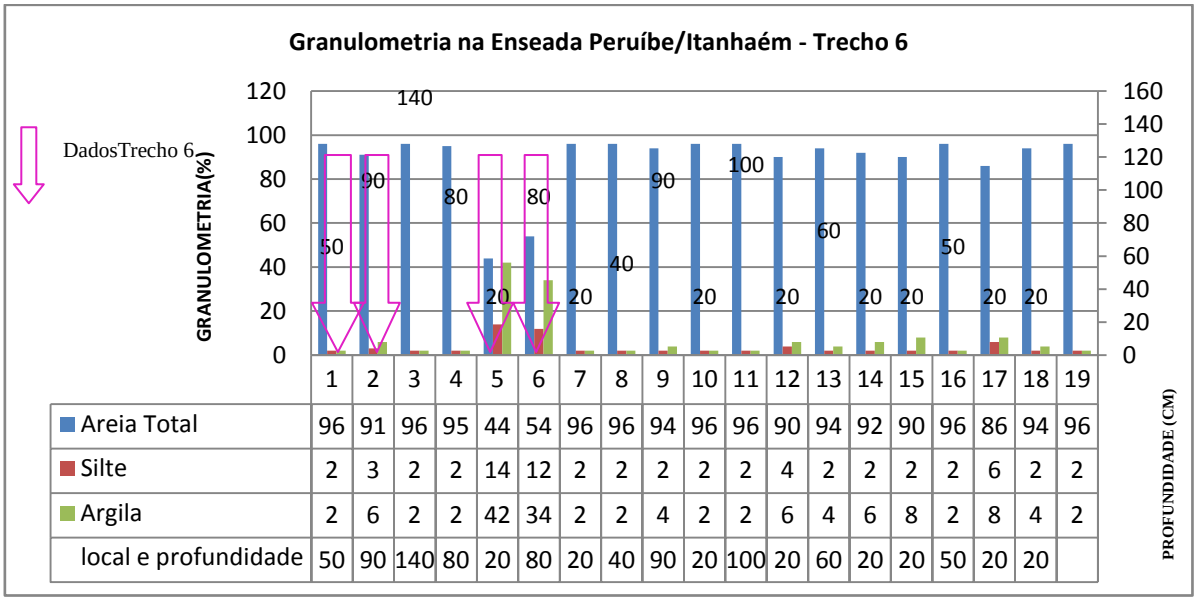
Foto 19. Terraplanagem e trincheira em terreno argiloso na planície costeira de Peruíbe
Foto: Matos Fierz, M. S. (2007).

No trecho 6, a amostra de número 1 apresentou 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila; a amostra 2 apresentou 91% de areia total, 2% de silte e 6%de argila; a amostra 5 apresentou 44% de areia total, 14% de silte e 42% de argila a uma profundidade de 20 cm e a amostra 6 apresentou 54% de areia total, 12% de silte e 34% de argila a 80 cm de profundidade, conforme gráfico 77.

Esse trecho 6 foi marcado pela presença da camada Fragipã (?) do Espodossolo que caracteriza grande extensão do trecho analisado e apresenta provoca as maiores medidas de resistência ou mesmo não permite que a penetração do instrumento de análise de compactação, o penetrômetro de impactos.

As medidas de resistências variaram ao longo de todo esse trecho por causa das diferencias de materiais nos diferentes pontos analisados. Onde a resistência se mostrou menor com poucos impactos caracterizavam áreas de acúmulo de argila com umidade elevada ou areias muito friáveis e contrastando com essa pouca resistência, o fragipã (?).

Gráfico 77. Granulometria do trecho 6 – Peruíbe-Itanhaém



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência do trecho 7 – localizado em Peruíbe

O trecho 7 foi localizado na planície flúvio-marinha, em área mais distante da área urbanizada em setor mais próximo da Serra do Mar e de influência dos morros isolados da planície costeira de Peruíbe, conforme figura 86.

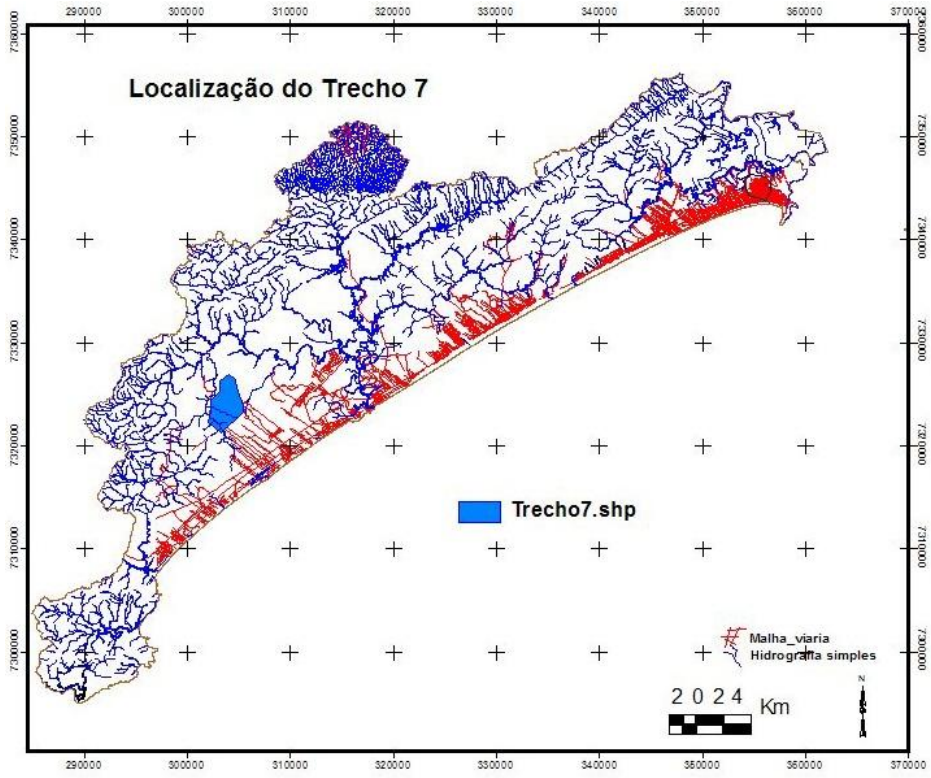
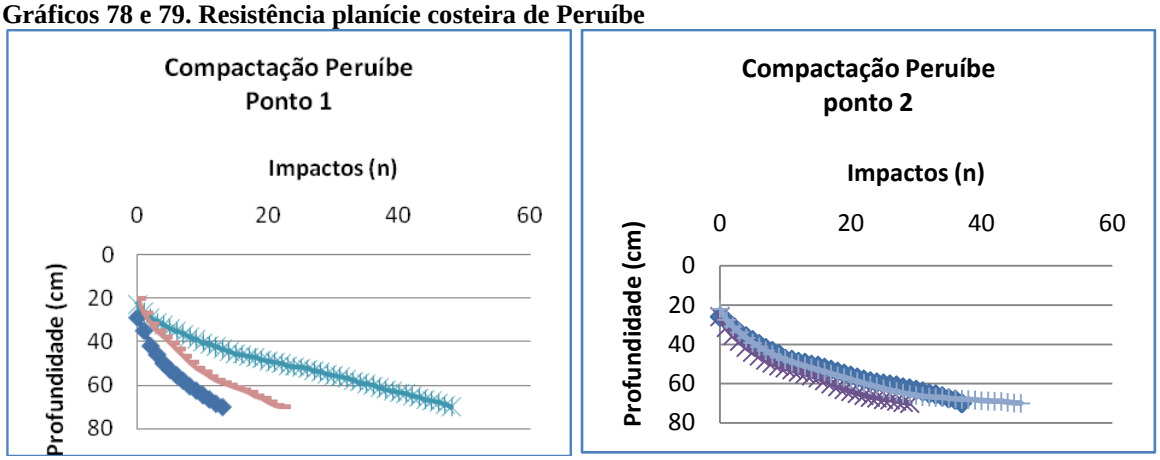


Figura 86. Localização do trecho 7
Fonte: Matos Fierz (2008).

Os gráficos 78 e 79 a seguir mostram os dados de resistência nos pontos 1 e 2 localizados no trecho 7 da planície costeira de Peruíbe. Esse trecho é caracterizado por área de mata paludosa e área de cordão litorâneo e está localizado próximo à Serra do Mar. A resistência nessa área é alta por ser a sub-superfície composta por material mais consolidado, onde ocorre a presença de silte e argila em conjunto com as areias finas e muito finas.

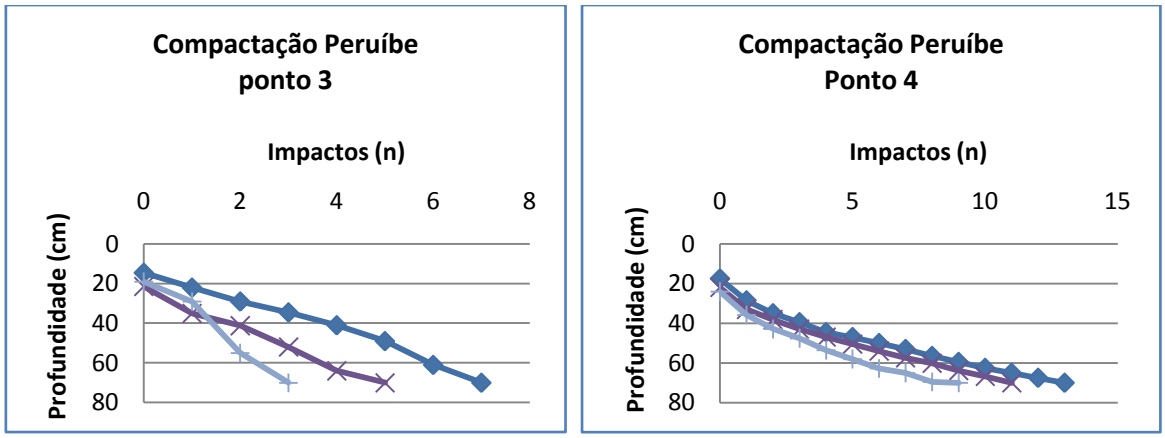
Gráficos 78 e 79. Resistência planície costeira de Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme se pode observar nos gráficos 80 e 81, a resistência nos pontos 3 e 4 na planície costeira de Peruíbe no trecho 7 é baixa, já que não apresenta número de impactos maior do que 10, no ponto 1, e maior do que 15, no ponto 2. Nesse trecho, a geomorfologia caracteriza-se pela presença de cordão arenoso e sedimentos da Formação Cananéia. Esses pontos demonstram a baixa resistência deste setor.

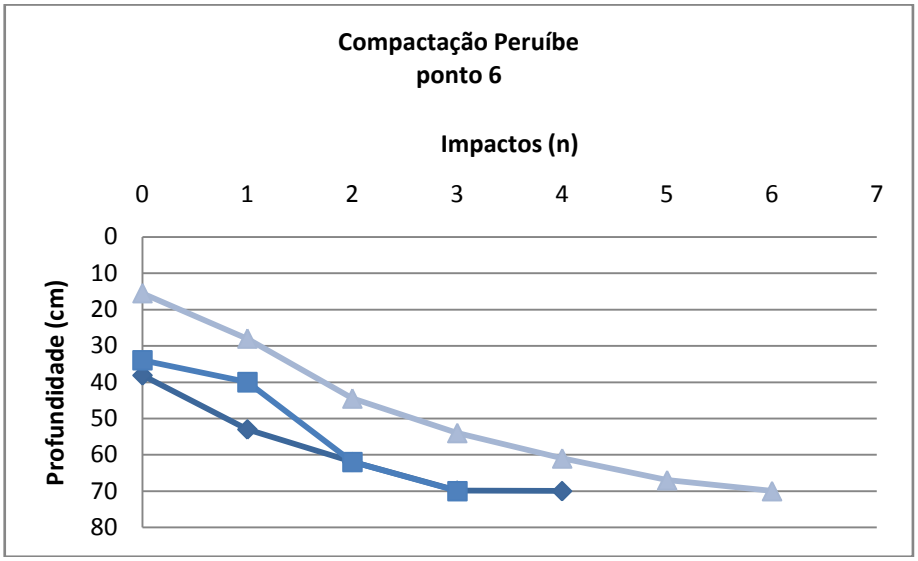
Gráficos 80 e 81 Resistência na Planície Costeira de Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Conforme se observa no gráfico 82, a resistência neste ponto 6 do trecho 8 da planície costeira de Peruíbe apresenta resistência baixa por localizar-se em área de mata paludosa, onde a umidade é elevada. Esse trecho apresentou areias de granulometria fina, muito fina e argila.

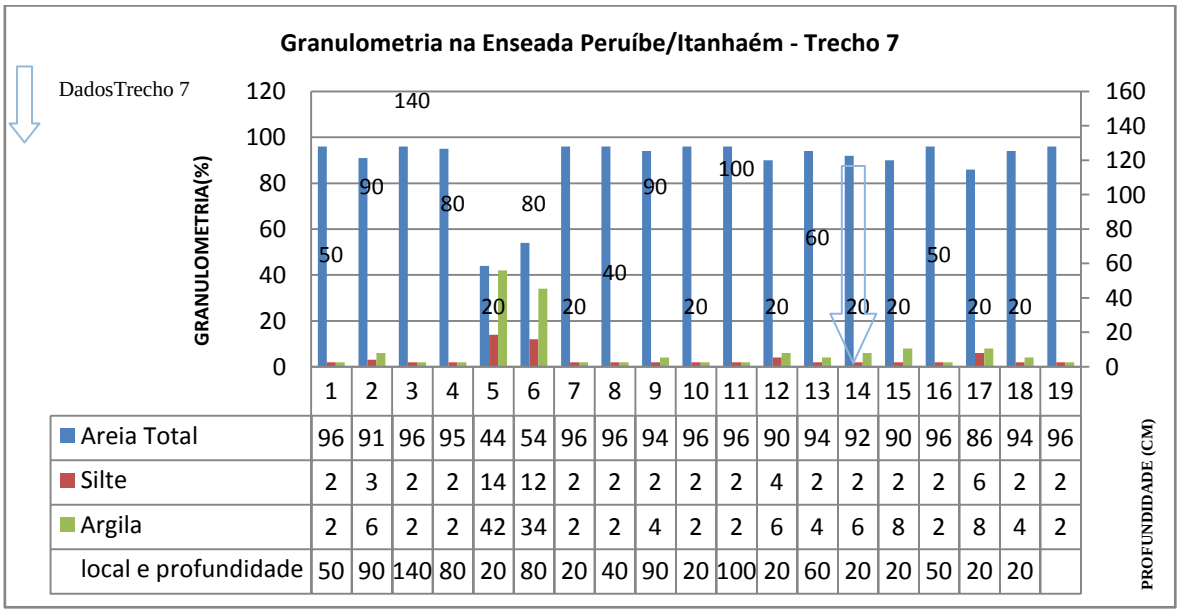
Gráfico 82. Resistência na planície costeira de Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Já a amostra de número 14 apresentou 92% de areia total, 2% de silte e 6% de argila à superfície 0 a 20 cm, conforme gráfico 83.

Gráfico 83. Granulometria do Trecho 7



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

- Dados de resistência do trecho 8 – localizado em Peruíbe-Itanhaém

O trecho 8 está localizado entre os municípios de Itanhaém e Mongaguá, onde predominam áreas com areias inconsolidadas de granulometria fina a muito fina; o relevo plano, com ondulações características dos cordões arenosos, é um dos detalhes desse trecho, onde a vegetação foi retirada para extração de areia. Em toda a extensão desse trecho, percorreu-se sobre a camada fragipã(?).

As figuras 87 e 88 representam o modelo numérico de terreno e perfil elaborados no trecho 8 para o reconhecimento da variação do relevo na área composta pelo fragipã (?). Nota-se que a altimetria é mais eleva na área do terraço marinho.

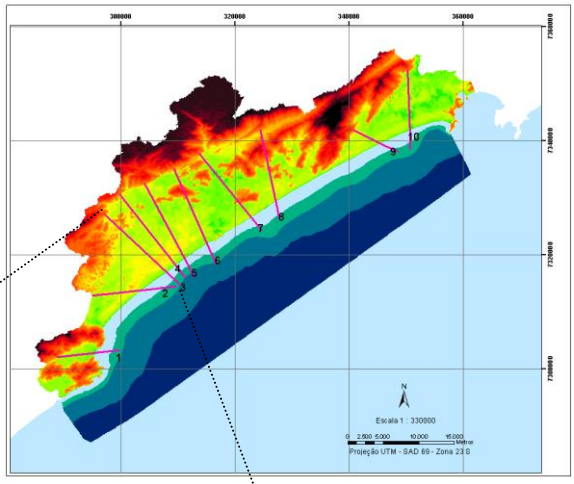


Figura 87. Localização dos perfis
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

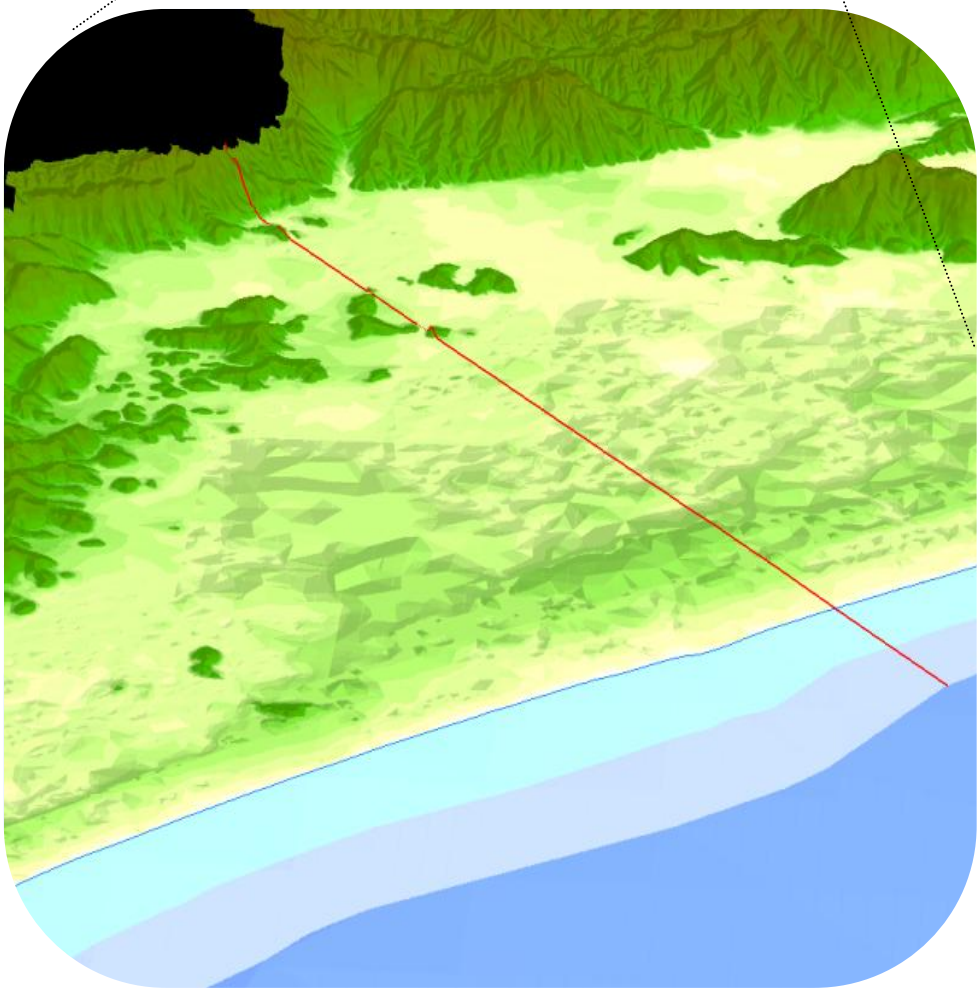


Figura 88. Imagem 3D de parte da planície costeira de Peruíbe
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A figura 89 mostra a localização do trecho 8 que foi subdividido em 8a e 8b na região do município de Peruíbe.

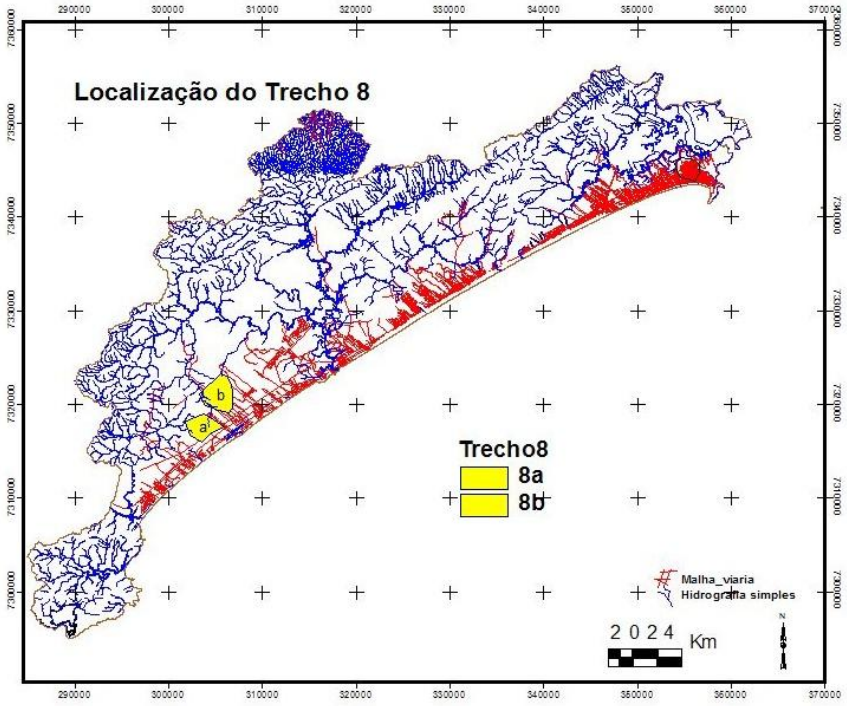
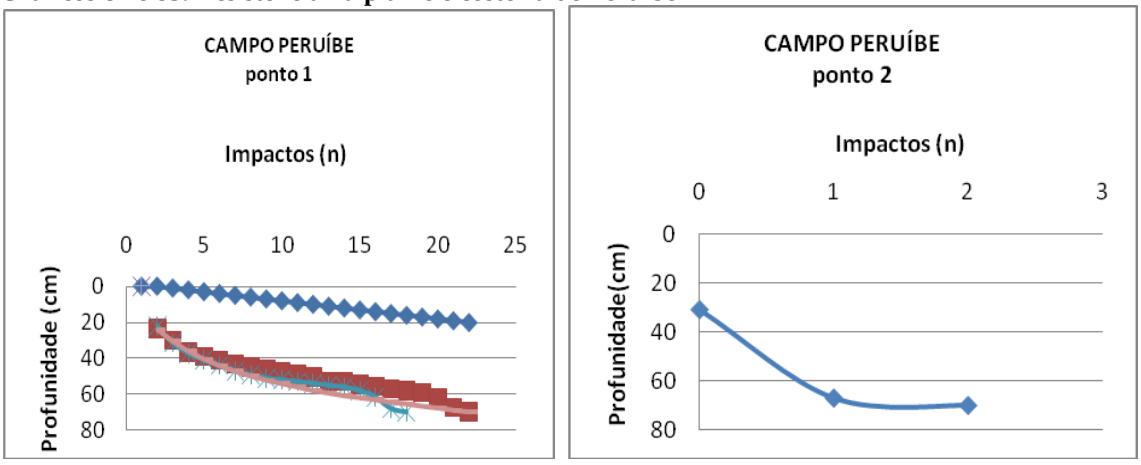


Figura 89. Localização do Trecho 8
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Os gráficos 84 e 85 a seguir retratam a resistência no s pontos 1 e 2 do trecho 9 da planície costeira de Peruíbe, nos quais a área do ponto 1 é mais compactada mesmo localizada em mata paludosa, esse trecho é caracterizado pela presença intensa de raízes e troncos, o que pode mascarar a resistência.

Gráficos 84 e 85. Resistência na planície costeira de Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Observa-se, no detalhe da foto 20, o lençol freárico aflorando e a extensão da camada fragipã(?), que apresenta certa variação na sua coloração ao longo do perfil vertical, alternando as quantidades de ácidos húmicos e fúlvicos.

Foto 20. Recortes da camada fragipã(?) para extração de areia
Foto: Matos Fierz, M. S. (2008).

A fotos 21 e 22, a seguir, mostram perfil na camada endurecida denominada fragipã(?) pela Embrapa (1999) e "piçarra" por Silveira (1950), Freitas (1952) e Ab'Saber (1954), ou blocos de arenito friável por Navarra (1982), que utilizou também a denominação de arenito litorâneo formado por diagênese, no qual o teor de matéria orgânica não passa de 6-7% e que desempenha forte influência sobre a formação da rocha.

Foto 21. Camada Fragipã(?) recoberta por duna e nível hidrostático
Foto: Matos Fierz, M. S. (2008).

> A rocha não se desagrega pela circulação das águas naturais senão muito lentamente, porém é facilmente separável em laboratório tratando-a por solução concentrada de soda cáustica que dissolve os ácidos húmicos ficando as areias soltas, brancas, de grande pureza. Pode-se eliminar também matéria orgânica a elevadas temperaturas. (NAVARRA (1982, p. 12.)

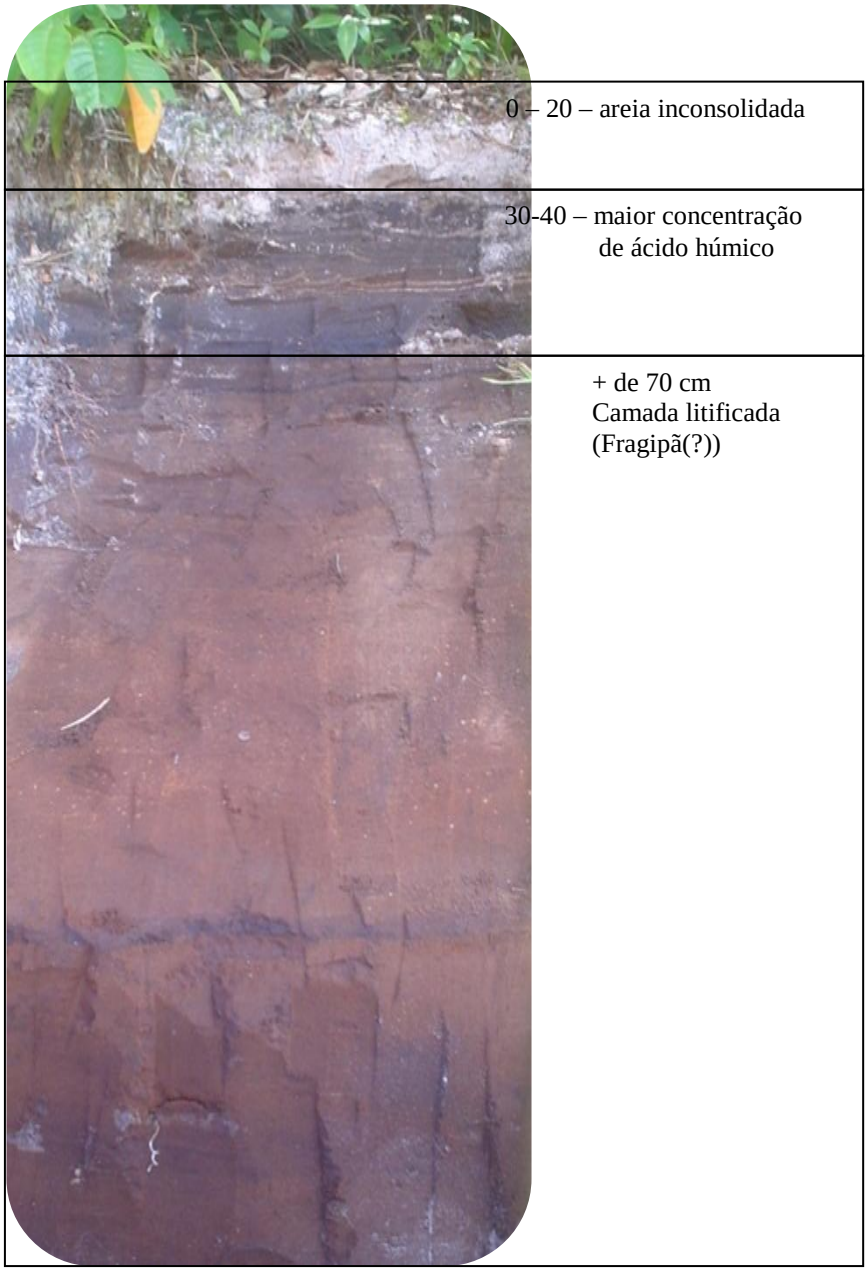


Foto 22. Perfil de camada fragipã(?)
Foto: Matos Fierz, M. S. (2008).

As “piçarras” são como arenitos friáveis, porque se desagregam facilmente. Há grande concentração de ácido húmico, que são facilmente desintegradas com aplicação de ácido clorídrico restando somente areias brancas. Quando as amostras são submetidas a

temperaturas aproximadas de 400 graus, a matéria orgânica se desprende das areias (NAVARRA, 1982).

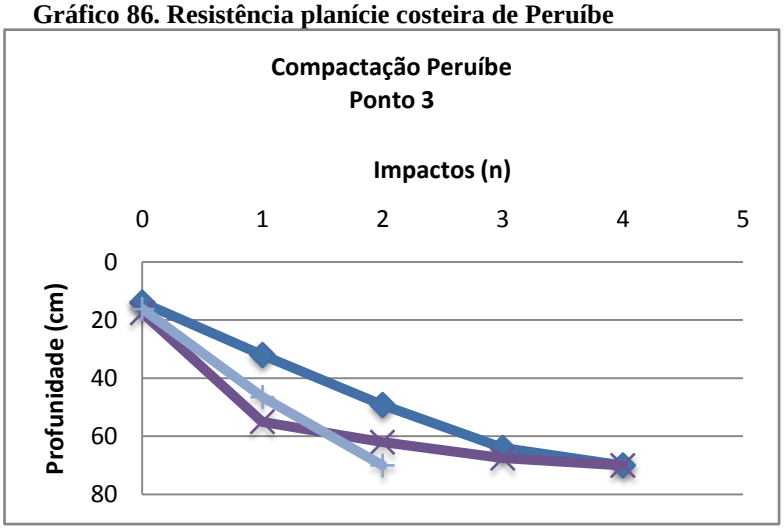
Em descrição sobre as piçarras de Cananéia, Ab'Saber (1954) destaca que, na região, elas não passam de extensas massas de areias de praias internas, construídas ao tempo em que as lagunas de restinga do golfão de Cananéia e Iguape possuíam extensão considerável e um traçado bem diverso do atual. Tais areias, de praias relativamente calmas e de bordos internos de restingas, sofreram uma cimentação insuficiente e irregular, feita pela infiltração descendente de material argiloso e orgânico de antigos manguezais que se sotopuseram localmente às areias, o que explica o seu aspecto de arenito mal consolidado de coloração marrom-ferruginosa.

Ab'Saber (1954) enfatiza ainda que esse material trata-se, na realidade, de areias de praias ligeiramente cimentadas por material limoso de manguezais, e cita Bigarella (1946), a quem critica por denominar os sedimentos das piçarras de "mangrovito", pensando tratar-se de manguezais antigos desidratados e dessecados. "Infelizmente tal designação é imprópria porque as chamadas 'piçarras' da região possuem de 85 a 95 % de areias de praias, tal como o próprio autor citado teve a oportunidade de verificar e escrever em seu trabalho" (AB'SABER, 1954, p. 85).

No gráfico 86, verificam-se os dados de resistência das áreas sobre a camada litificada (fragipã(?), com areias inconsolidadas e, portanto, com poucos impactos que atinge-se a marca de 70 cm em locais onde a camada de areia chega a essa profundidade.

A presença dessa camada no setor influenciou na manutenção de altitude mais elevada do relevo da planície frente à resistência desse material. Tal camada poderia ser classificada tal como um terraço marinho que ficou preservado na planície costeira pela sua posição gênese e resistência do material que a compõe.

Gráfico 86. Resistência planície costeira de Peruíbe



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Essa área é representada por terraço marinho que ficou resguardado da erosão por causa da intensa concentração de material orgânico que consolidou as areias marinhas durante o processo pedogenético.

De acordo com Hack (1960), os terraços marinhos e fluviais são preservados por serem constituídos de materiais mais resistentes que os compartimentos de seu entorno; portanto, esses terraços proporcionam classificações diferentes entre os diversos compartimentos geomorfológicos ao longo da planície costeira. A presença do horizonte B espódico, também aqui denominado de fragipã(?), encontrado no litoral do estado de São Paulo, sobretudo no litoral sul, confere um caráter diferenciado na classificação de fragilidade ambiental. Essa camada de grande resistência é determinante para conferir à planície costeira, nas áreas onde ocorrem, condições de maior estabilidade geomorfológica e fragilidade muito baixa.

- Dados de granulometria de todo a planície costeira da área 2 de estudo.

Os dados da granulometria da área de estudo dos materiais recolhidas nos pontos corroboraram para a comprovação dos resultados obtidos por trabalhos de outros autores que analisaram o padrão granulométrico dos materiais da planície costeira.

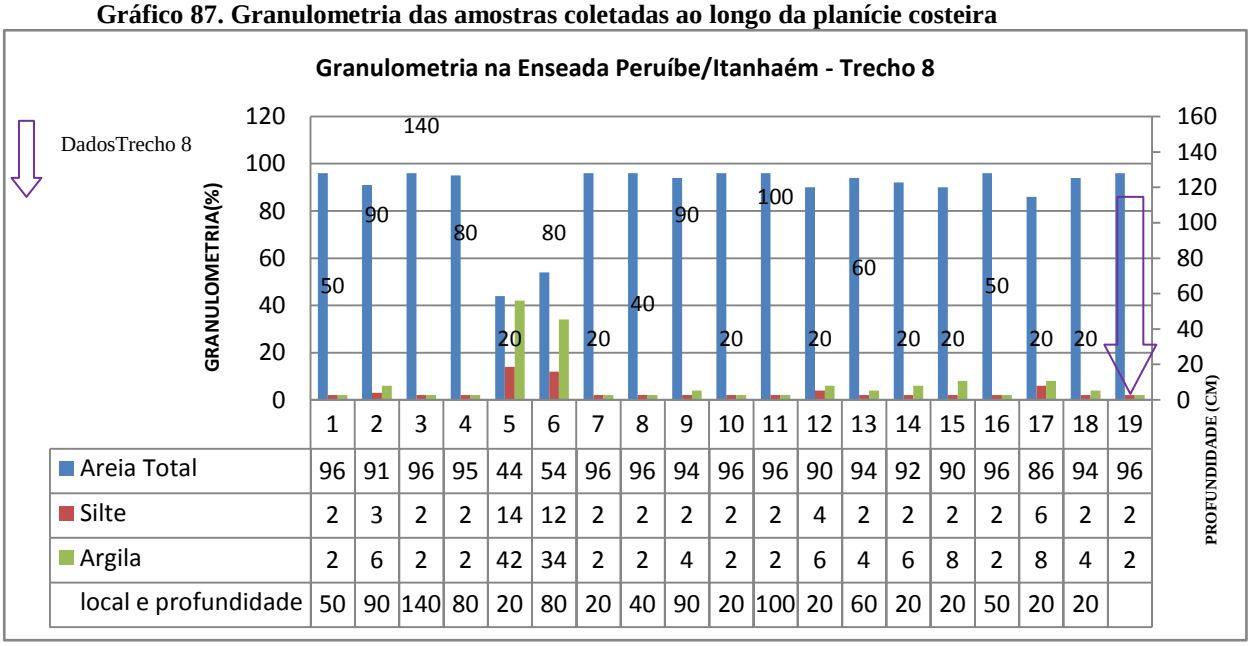
Há, na planície costeira da Baixada Santista, a predominância de areias finas a muito finas e, em setores isolados onde há a exceção, há concentração de material lamoso e de silte e argila, onde se encontram, segundo Navarra (1982), as chamadas "tabatingas[16]".

[16] "Nas bacias de inundação e nas áreas deprimidas lagunares, os cursos de água carregados de materiais em suspensão foram paulatinamente infiltrando-se nos interstícios das areias marinhas. À medida que o material

> É fundamental nas "tabatingas", a alteração sofrida pelos argilo-minerais após a sua deposição em contato com as areias marinhas dentro de um ambiente ácido e redutor o que se configurou numa perda de íons alcalinos, alcalino-terrosos, ferroso, etc. dando origem a um tipo de argilas claras que na queima deixam produtos claros. Embora as relações do tipo de argilo-mineral com o ambiente de deposição não sejam simples, a caulinita é o argilo-mineral predominante num ambiente flúvio-marinho. No seu reticulado é muito rara a substituição isomórfica de alumínios por íons alcalinos, alcalinos terrosos, ferro, etc., por outra parte, o ferro associado como óxido aderido à superfície das partículas argilosas, já foi removido em parte e as argilas resultantes são comparativamente de baixa atividade superficial, baixa capacidade de troca iônica e baixa área específica. Quase sempre vão acompanhadas de M.O. dando um horizonte "gley", desde o "gley"pouco húmico até o "gley" húmico. Quando os teores de M. O. excedem a 20% temos um tipo de terra vegetal e geralmente apresentam restos de M.O. parcialmente decompostas (turfas). (NAVARRA, 1982, p.).

No trecho 8, a granulometria da amostra de fragipã resultou em 96% de areia total, 2% de silte e 2% de argila, conforme gráfico 87.

Gráfico 87. Granulometria das amostras coletadas ao longo da planície costeira



Um dos lugares nos quais se constatou grande quantidade de argila foi o ponto 4 do trecho 6, no terreno que estava sendo realizada a terraplanagem. Nesse terreno, havia mais de 80 cm de argila, conforme foi demonstrado na foto 19 (pagina 304).

---

fino de deposição foi aumentando passou aos poucos a envolver as areias originando um material de consistência argilosa. Um aglomerado com proporções variáveis de argila e areia que constitui as tabatingas litorâneas." (NAVARRA, 1982).

No gráfico dos dados granulométricos, é possível perceber três pontos principais de quantidade elevada de argila e silte. São pontos onde aparecem as tabatingas trabalhadas por Navarra (1982).

O uso do método geofísico GPR para a investigação do Fragipã(?) na paisagem.

O método geofísico GPR (Ground Penetrating Radar), que funciona com propagação de ondas eletromagnéticas, conforme explicado no capítulo sobre métodos e técnicas, foi utilizado para investigar a profundidade da camada fragipã(?), bem como o comportamento desse material endurecido ao longo da área amostral onde há concentração dessa ocorrência.

Utilizando-se o GPR para verificar a profundidade e o comportamento da camada fragipã(?), realizaram-se, nesta pesquisa, cinco perfis no setor da planície onde há a ocorrência contínua desse fenômeno. Esse trecho representa uma das áreas onde os níveis altimétricos representam os níveis mais altos do relevo, caracterizando subsistemas geomorfológiocos diferenciados do seu entorno. Esse compartimento resulta na paisasgem representando os terraços marinhos que constituem os níveis onde as camadas endurecidas se apresentam mais à superfície em horizontes mais altos graças à resistência do material que as mantém mais elevada tanto na paisagem quanto na subsuperfície

Nas figuras 90, 91 e 92, elaborou-se um esquema de representação da localização dos transectos na área da enseada de Peruíbe/Itanhaém, posteriormente na área de ocorrência direta e finalmente na ortofoto, na qual é possível observar a paisagem do entorno onde há essa ocorrência, ou seja, a área se encontra relativamente bem presevada no que tange a vegetação de floresta de restinga secundaria.

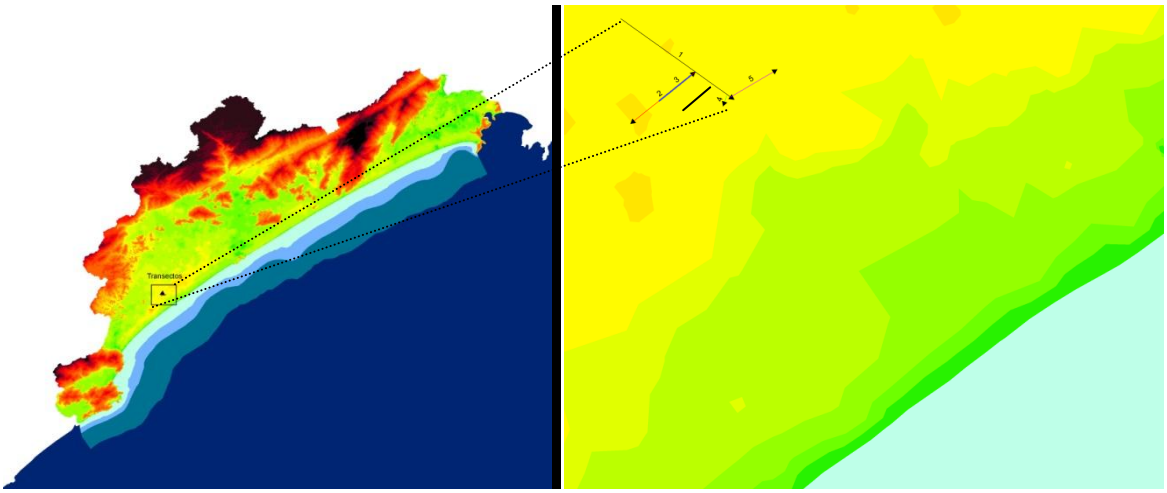


Figura 90. Localização dos transectos na enseada Figura 91. Localização dos transectos na planície

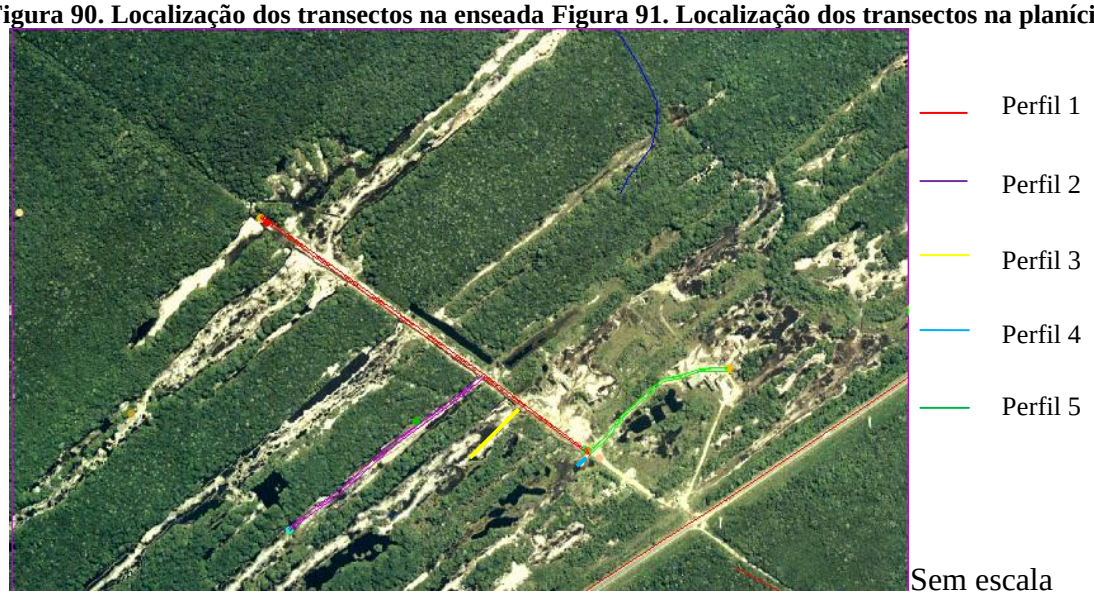


Figura 92. Fotografia aérea com localização dos transectos realizados com GPR. Área de mineração Fonte:Base aerofotogratria, 2005.

A utilização das imagens do GPR auxiliou na constatação da profundidade aproximada da camada fragipã(?). Essa camada não segue um padrão nem ao longo da planície costeira de Peruíbe, nem em profundidade, tendo em vista que sua presença varia por toda a planície. Nesse trecho localizado no município de Peruíbe, a camada fragipã(?) ocorre por uma extensão considerável e variável de mais de 6 km^2.

Com relação à localização dessa camada ao longo do litoral de São Paulo, segundo Navarra (1982), encontram-se "piçarras escuras em todo o litoral estudado formando bancos de extensões variáveis: a beira-mar, em Cananéia localiza-se abaixo do nível do mar., ou em falésias elevadas vários metros, como na Ilha Comprida; ao longo da costa, na região de Iguape; a pouca distancia do mar, como em Peruíbe, até vários

quilômetros do mar, como em Rio Preto, Samaritá, ou na margem da desembocadura dos rios, como em Itanhaém e Peruíbe".

A importância da realização deste perfil na área de estudo, mais especificamente, em Peruíbe, consiste em verificar a causa da presença, no local, dessa camada espessa e de cor cinza escura de caráter endurecido e composição arenosa e matéria orgânica, sendo a areia fina a muito fina, denominada pela Embrapa *de horizonte fragipã(?), ou B espódico*, com espessura aproximadamente 2 metros ou mais e extensão variada, tendo em vista que esse tipo de processo ocorre desde o nordeste brasileiro. No entanto, na área estudada, em alguns trechos ela não existe, ou quando existe se apresenta como uma fina camada, variando de 4 a 20 cm nos trechos de menor espessura, entre as camadas de areia mais claras. Qual seria a razão dessa diferença entre o local da existência da espessa camada rica em ácidos húmicos e o seu entorno, que não o possui?

No trabalho de campo realizado, quando se aplicou o do método do GPR, foram utilizadas duas antenas de captação de dados. Uma delas com 70 mghz, a qual proporciona maior alcance em profundidade dos pulsos eletromagnéticos, mas com as informações sobre as camadas mais genéricas que não expressam os detalhes. A outra antena, com 200 mghz, proporcionou a obtenção de informações detalhadas a respeito das camadas ao longo dos perfis; entretanto, os seus pulsos eletromagnéticos chegam a menores profundidades.

Foram realizados cinco perfis ao longo da planície costeira, concentrados sobre a área de fragipã(?). O primeiro perfil, com extensão de 840 metros, foi estabelecido na direção continente-oceano, os demais foram perpendiculares ao primeiro. O segundo perfil foi de extensão menor, atingindo cerca de 500 metros. O terceiro perfil, 280 metros, o quarto perfil, 60 metros e, por fim, o quinto perfil, estabelecido do lado oposto aos anteriores, cerca de 340 metros.

Após o campo, os dados foram tratados, conforme estabelecem Porsani *et al* (2002), sendo os perfis de reflexão processados utilizando-se o software Gradix (Interpex). O processamento básico utilizado consistiu das seguintes etapas: a) aplicação de filtro dc (correção do *wow*, que é um ruído de baixa freqüência); b) correção do tempo zero; c) aplicação de ganhos no tempo (filtro do tipo SEC – *spherical exponential compensation*, linear, constante e programado); d) aplicação de filtro do tipo passa banda e; e) aplicação de filtro espacial *moving average* (três traços).

- Descrição e Interpretação dos dados dos Levantamentos com o GPR.

Com o intuito de analisar o comportamento da camada fragipã(?) na área de estudo, realizaram-se cinco perfis ao longo da área da área de estudo, sobretudo no trecho onde a camada aparece na planície costeira, mais especificamente no município de Peruíbe.

Descrição e Interpretação dos Dados de GPR ao longo do perfil 1 – extensão de 840 metros

A primeira parte do perfil 1 (0 a 160), conforme se observa na figura 109, a seguir, está representado pelo trecho 1, com extensão de 160 metros. Nesse trecho, é possível observar que a presença da camada fragipã(?) mantém-se praticamente contínua, salvo exceções de interferências, na superfície e subsuperfície, até aproximadamente 7,5 metros na imagem obtida com a antena de 70 mghz. A partir de 7,5 m, as interrupções de sinal se fazem mais presentes. Essas interrupções podem estar associadas à maior presença de sedimentos finos argilosos ou mesmo maiores quantidade de água, que também interfere na propagação e na captação das informações.

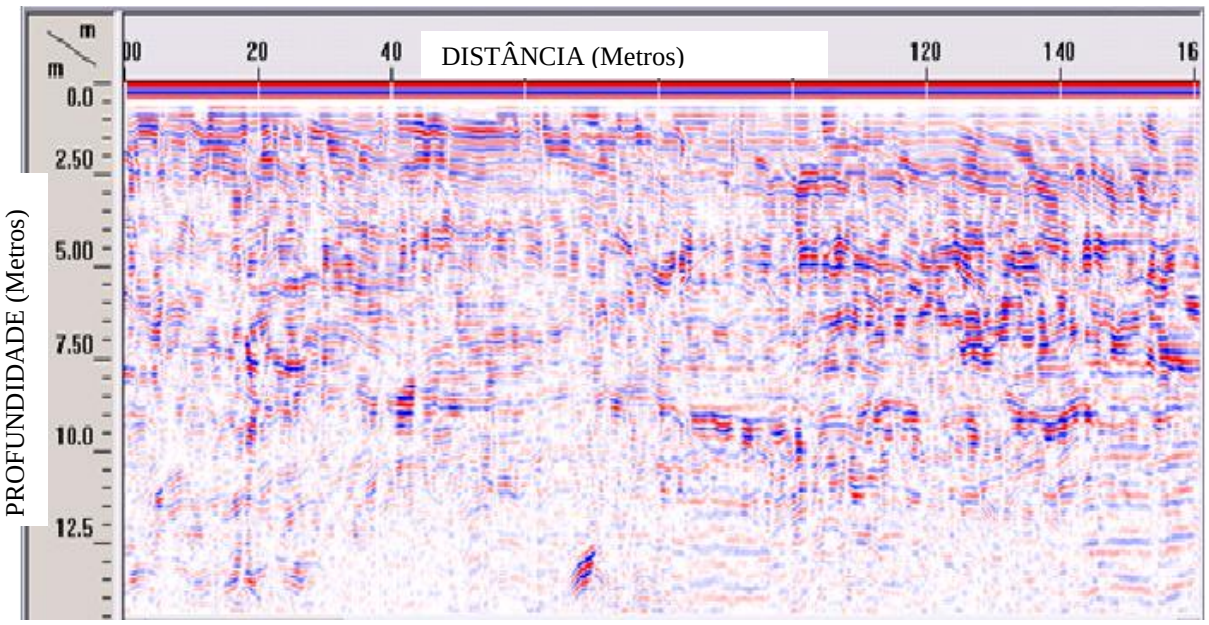


Figura 93. Perfil 1 (continuação) 0 a 160 – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na imagem do mesmo trecho obtida com antena de 200 mghz a continuidade do material litificado já não aparece com tanta intensidade porque a melhor resolução da

imagem auxilia na captação de informações mais detalhadas, bem como das interferências causadas pela composição dos materiais, conforme figura 94.

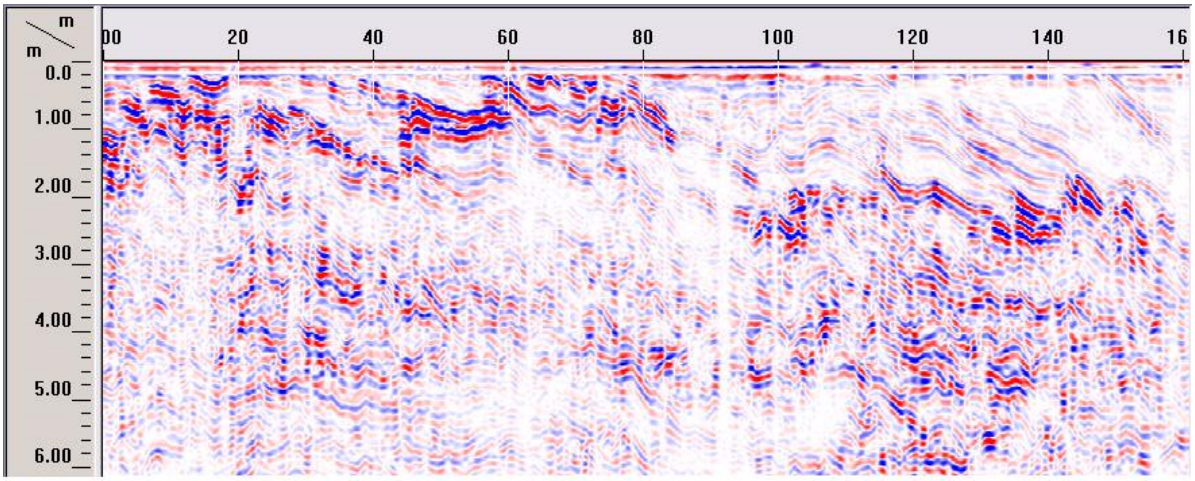


Figura 94. Perfil 1 (continuação)- 0 a 160 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No segundo trecho do perfil 1 (140 a 280 metros), representado nas figuras 95 e 96, a continuidade da camada fragipã(?) não segue o mesmo padrão do primeiro trecho. Nesse segmento, como se pode observar nas camadas da figura 95, obtida com a antena de 70 mghz, a continuidade se dá apenas até 160 metros; a partir daí ocorre uma difusão do sinal e a nitidez da imagem fica alterada, e a maior parte dessa imagem torna-se esbranquiçada e sem informação, talvez pela presença intensificada de argila e/ou água.

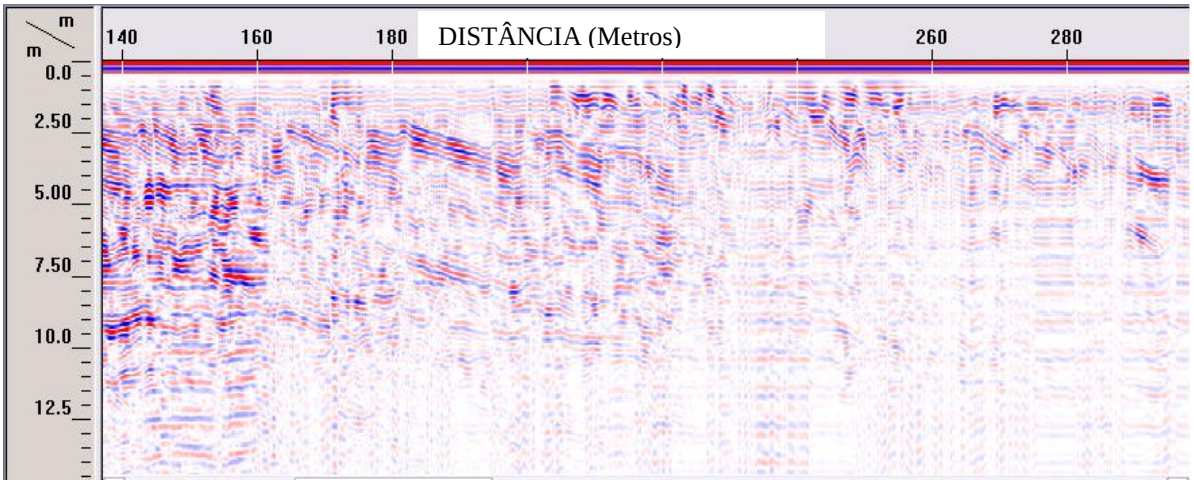


Figura 95. Perfil 1 (continuação) – 140 a 280m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Por causa da maior intensidade dos sinais emitidos pela antena de 200mghz, a imagem a seguir, figura 96, aparece com menor intensidade de informações sobre as camadas ao longo do trecho 2 do perfil 1. Isso se deve à presença de material particulado,

sobretudo argila, e maior umidade representada pela presença do lençol freático ou maior retenção de umidade pela camada litificada.

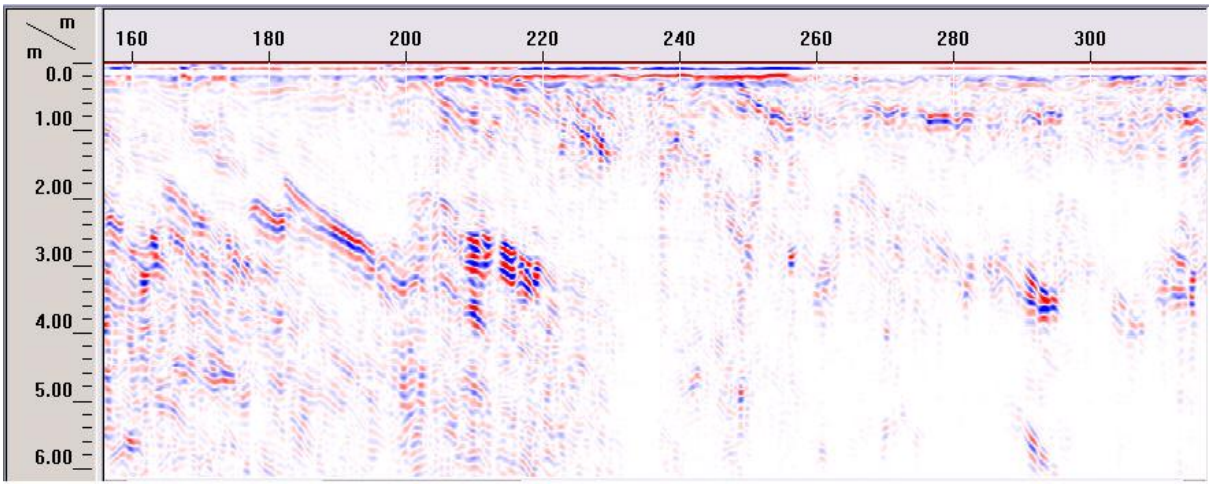


Figura 96. Perfil 1 (continuação) – 160 a 320 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nas figuras 97 e 98, que representam o terceiro trecho do perfil 1 e cuja extensão segue de 280 a 400 metros, observa-se que a presença da camada fragipã(?) vai se tornando rarefeita, sobretudo a partir da profundidade de 5 metros. Isso pode estar associado à presença do lençol freático mais elevado ou superfície do relevo mais baixa.

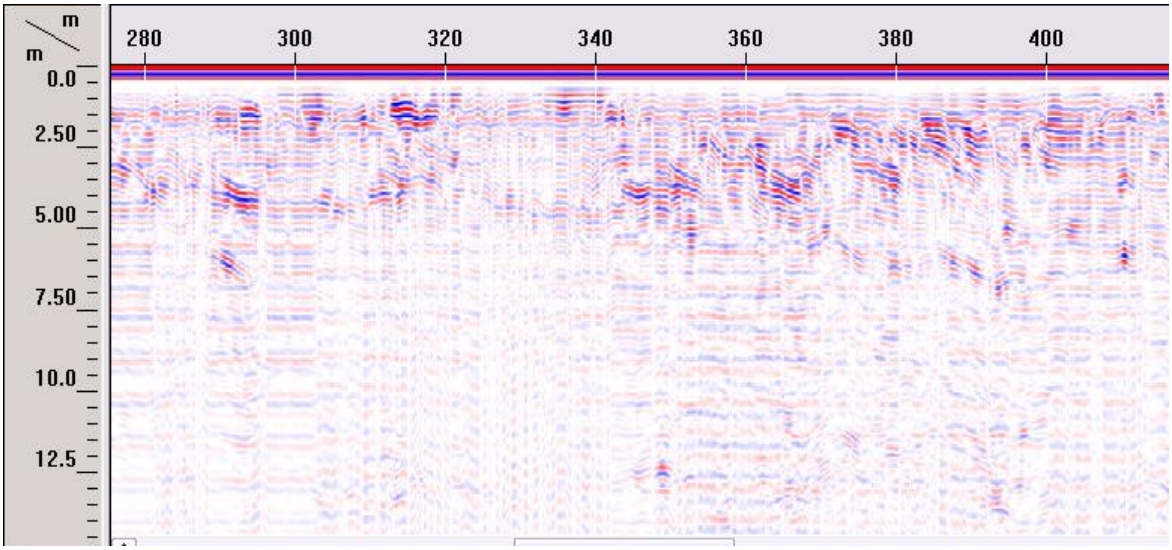


Figura 97. Continuação do Perfil 1- 280 a 450m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No mesmo trecho, mas com a antena de 200 mghz, a camada fragipã(?) praticamente desaparece, e aquela apresenta sinal apenas na superfície do solo e alguns fragmentos, a 3 metros de profundidade.

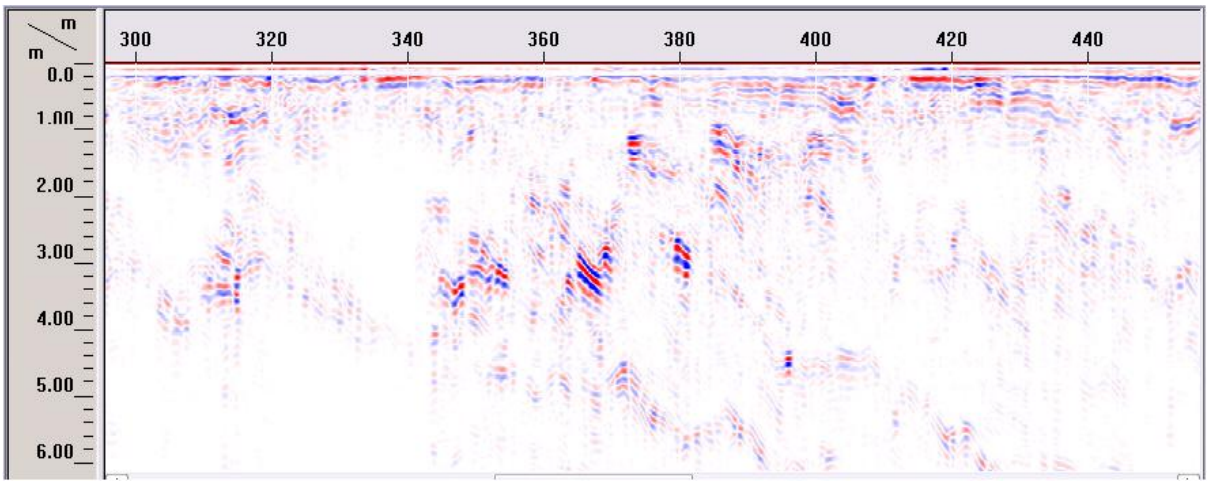


Figura 98. Imagem de continuação do perfil 1 - 300 a 440 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nas figuras 99 e 100, observa-se que a camada volta a aparecer bastante difusa até a profundidade de 7 metros e aparentemente contínua na superfície, com trechos sem captação de informações, talvez pela intensa resistência exercida pelo tráfego de caminhões pesados no trecho.

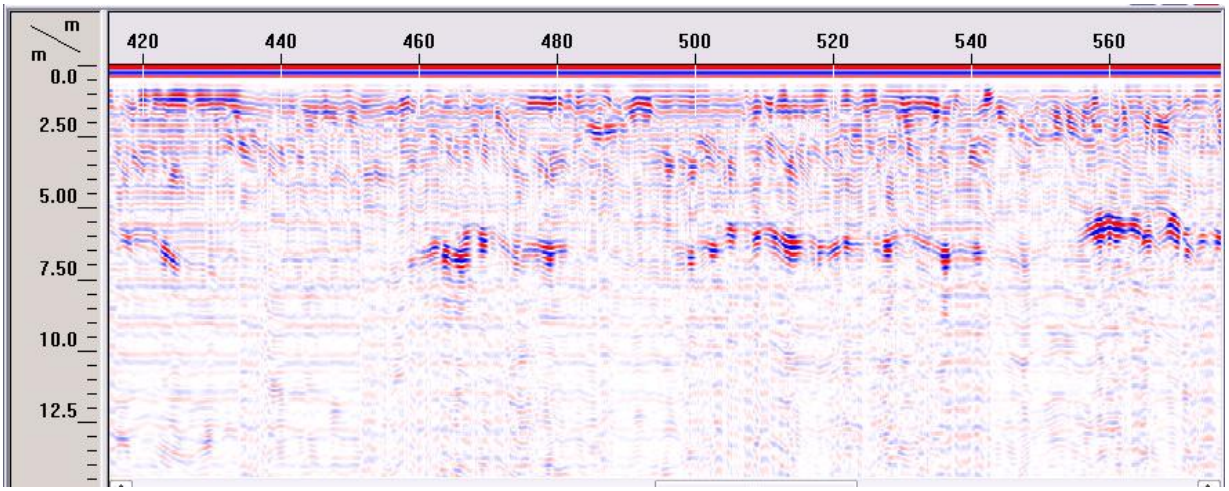


Figura 99. Perfil 1 continuação - 440 a 580 – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na figura 100, obtida com a antena de 200 mghz, as informações tornaram-se mais difusas, entretanto se observa certa continuidade de informações na camada mais superficial, o que pode também estar associado à maior resistência do solo neste trecho.

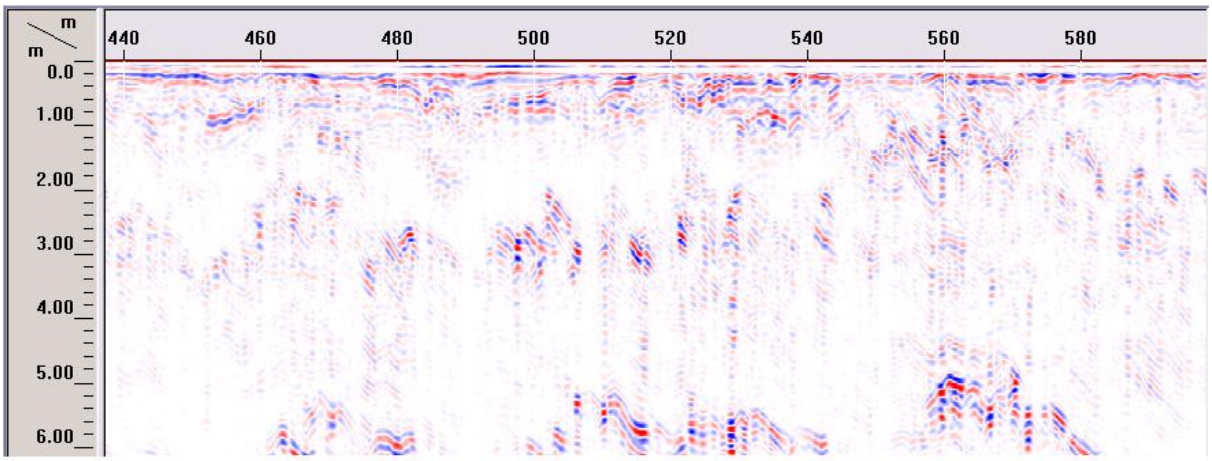


Figura 100. Perfil 1 continuação - 420 a 560 - antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

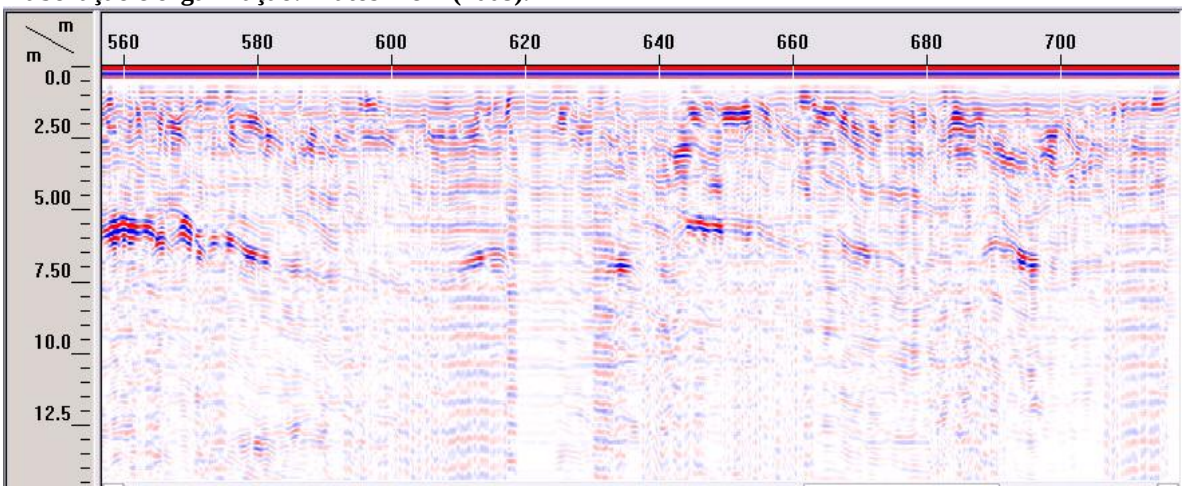


Figura 101. Perfil 1(continuação) - 560 a 700 – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

No trecho de 560 a 700 m, a visualização da camada ficou muito difusa nas duas imagens, sobretudo na imagem da antena de 200 mghz, o que significa que a presença de sedimentos argilosos e água é elevada nesse trecho do transecto, conforme figs. 101 e 102.

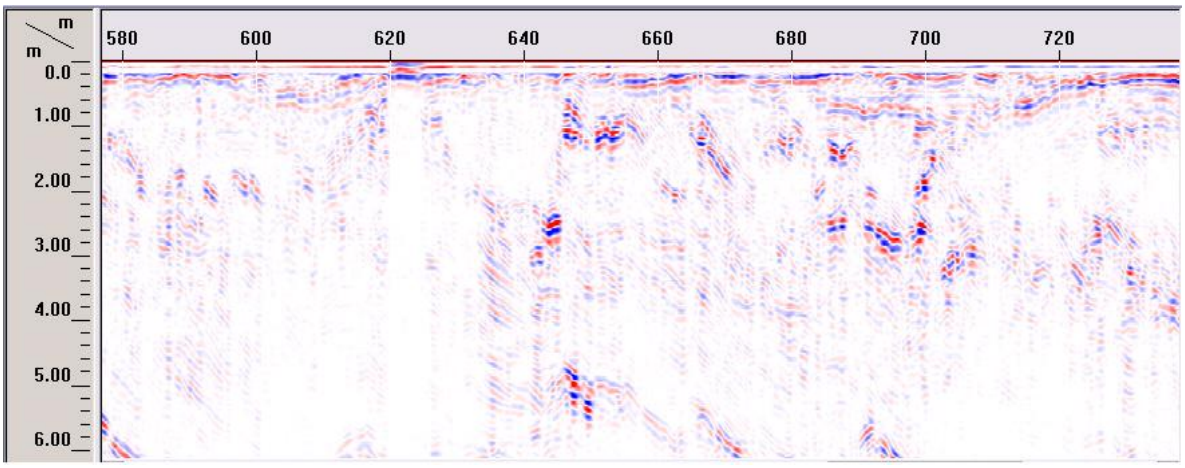


Figura 102. Perfil 1 (continuação) - 580 a 720 – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

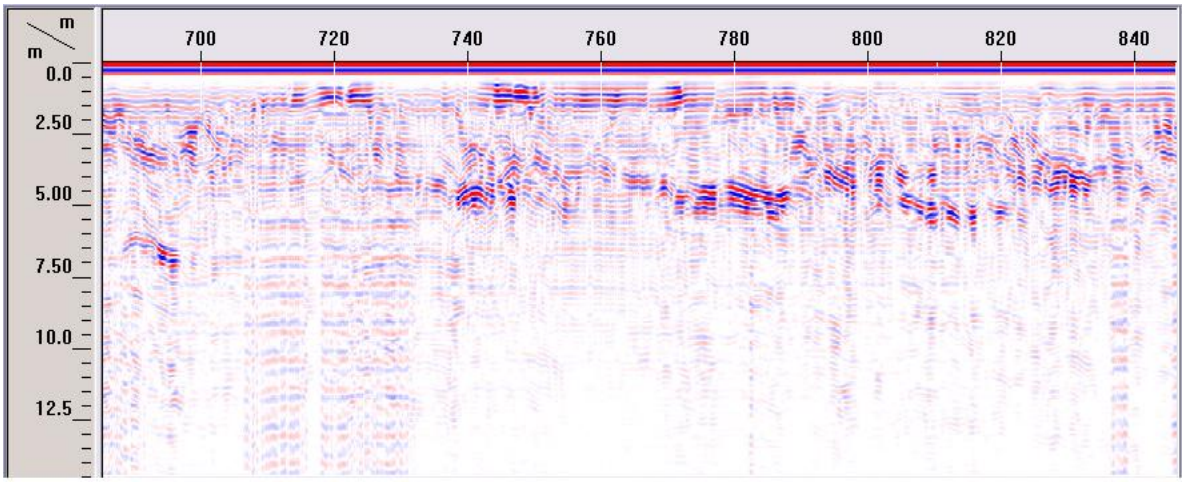


Figura 103. Perfil 1 (continuação) - 700 a 840 – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Em seguida, a captação das informações, apesar de continuar difusa, apresentou melhora sobre tudo com a antena de 70 mghz, mas a camada somente aparece na área mais próxima à superfície, conforme figuras 102 e 104.

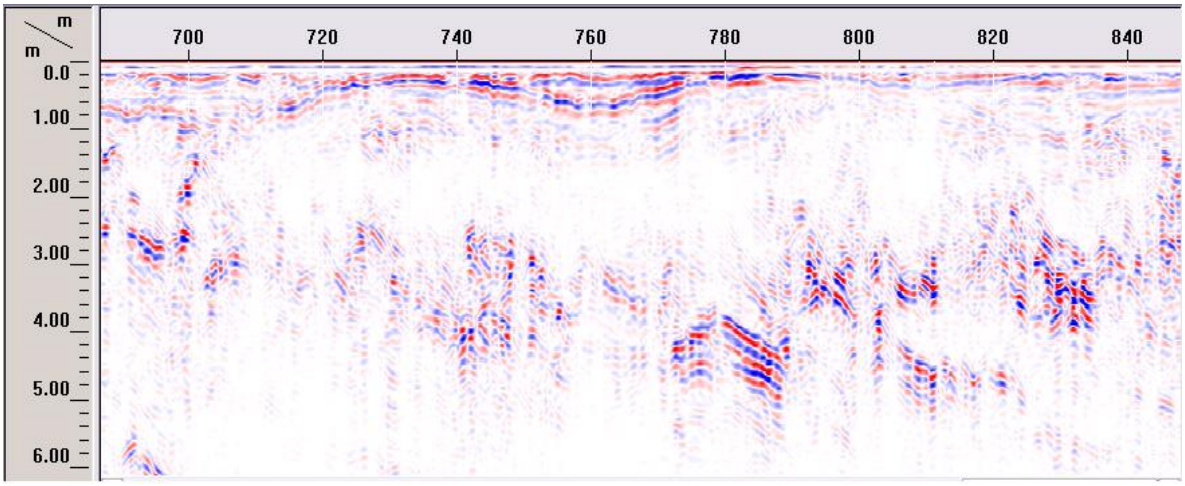


Figura 104. Perfil 1 (continuação) – 700 a 840 – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Descrição e interpretação dos levantamentos como uso do GPR ao longo do perfil 2, de extensão de 480 metros

O perfil 2 foi estabelecido em faixa transversal ao perfil 1 e paralelo à linha de costa. No primeiro trecho (0 a 140 m), observa-se que as camadas encontram-se de forma ondulada e sua imagem é obscurecida em alguns trechos. Na imagem obtida com a antena de 70 mghz, é possível observar que a camada de fragipã(?) mantém-se contínua durante a maior parte até a profundidade de 5 metros, salvo alguns trechos, onde a presença da água ou de argila esconde o padrão contínuo, conforme figuras 105 e 106.

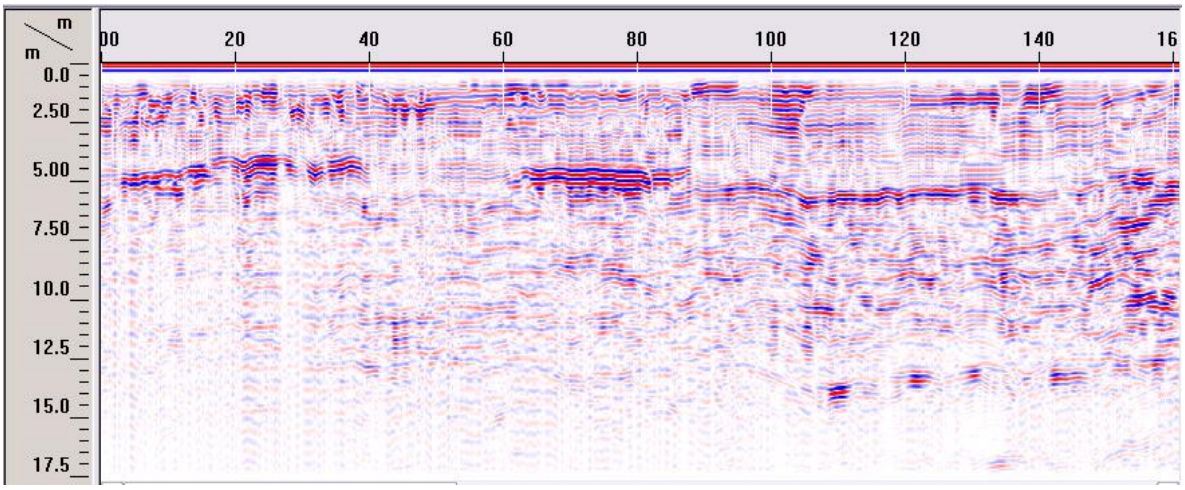


Figura 105. Perfil – 0 a 160 metros – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

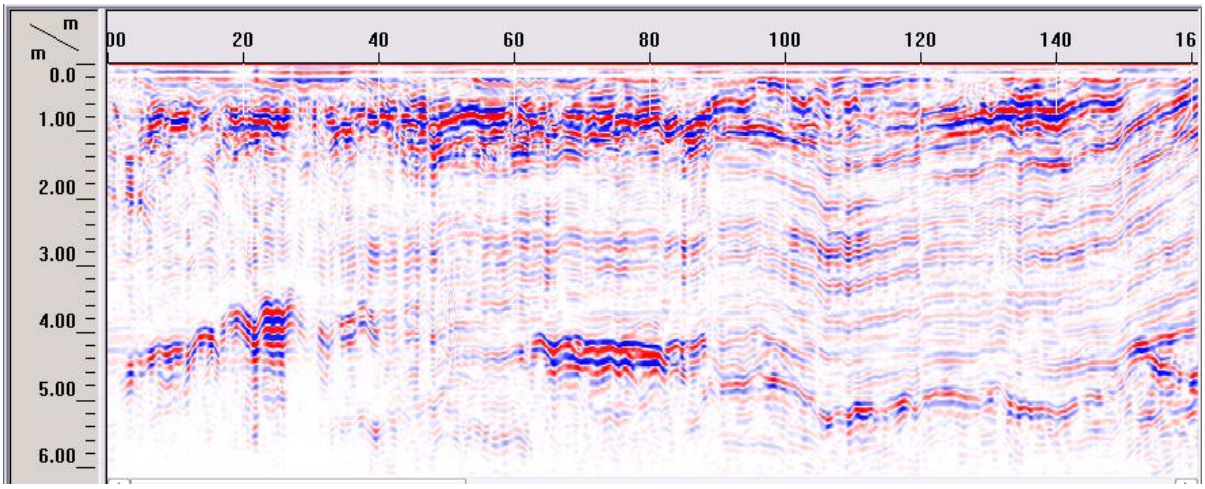


Figura 106.Perfil 2 – 0-160 metros – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Neste trecho (de 140 a 280 m) do perfil 2, observa-se, na imagem da antena de 70 mghz, certo paralelismo entre as camadas, que aparentemente seguem um padrão de deposição seqüencial, demonstrando algum mergulho das camadas em direção E-W em alguns trechos do perfil. Já na imagem obtida com a antena de 200 mghz, a inclinação das camadas fica mais evidente, bem como as ondulações formadas na época de deposição daquelas, conforme figuras 107 e 108.

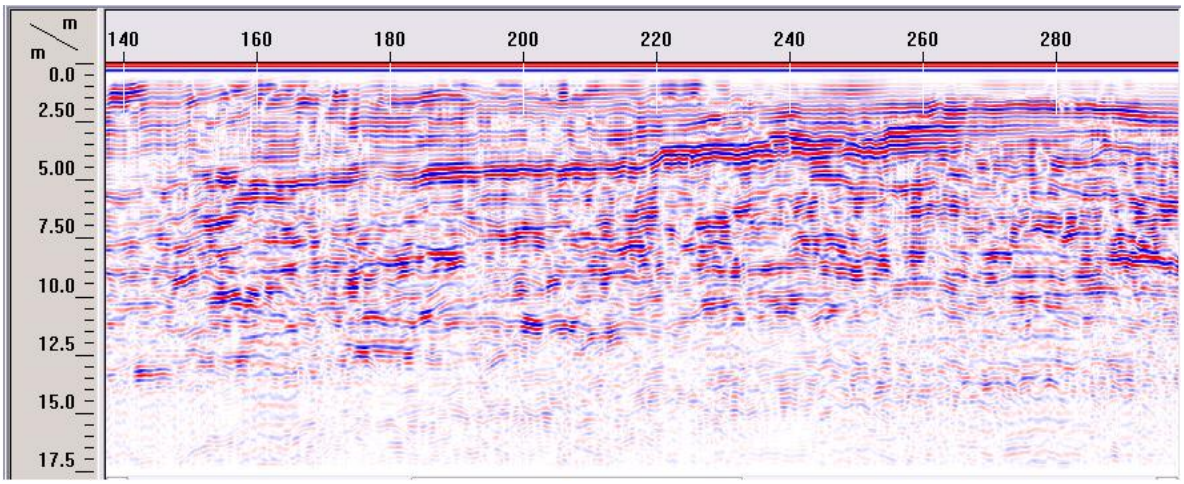


Figura 107. Perfil 2 (cont.) – 140 a 280 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na continuação do transecto do perfil 2, a imagem, sobretudo a de 70 mghz, apresenta certa linearidade das camadas; na imagem de 200 mghz, observa-se que as camadas têm variações de inclinação mais perceptíveis, conforme figuras 109 e 110.

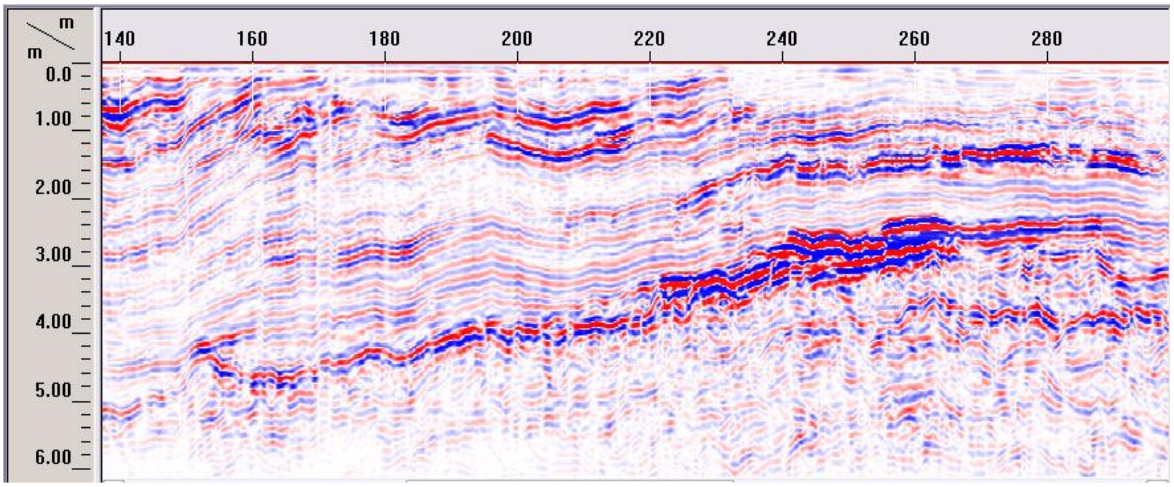


Figura 108, Perfil 2 (cont.) – 140 a 280 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

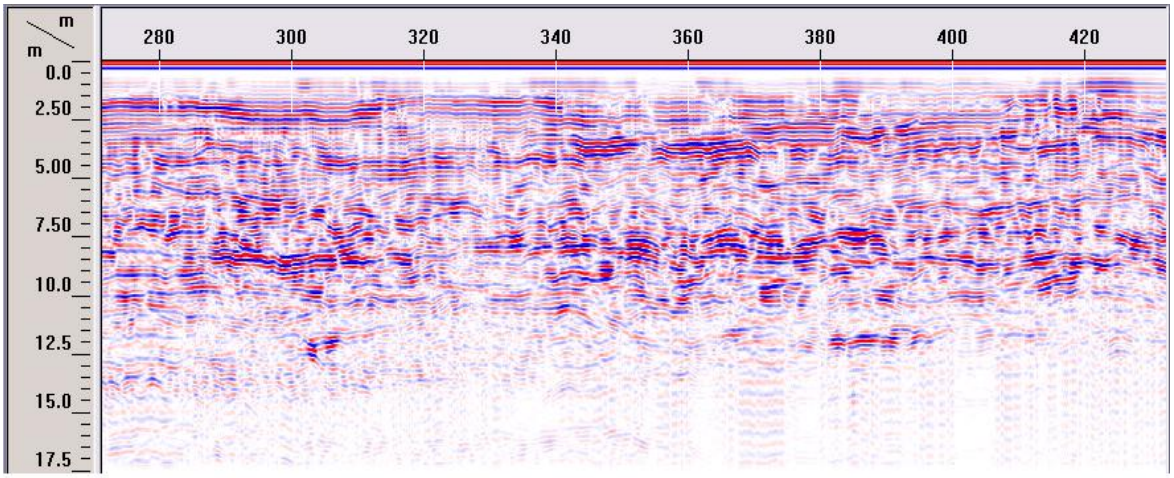


Figura 109. Perfil 2 (cont.) – 280 a 420 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

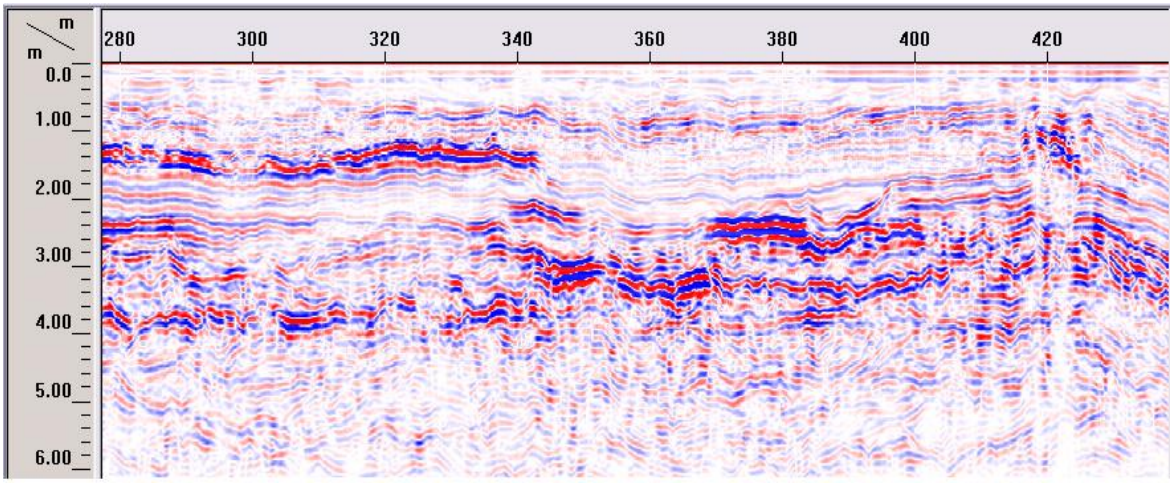


Figura 110. Perfil 2 – 280 a 420 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

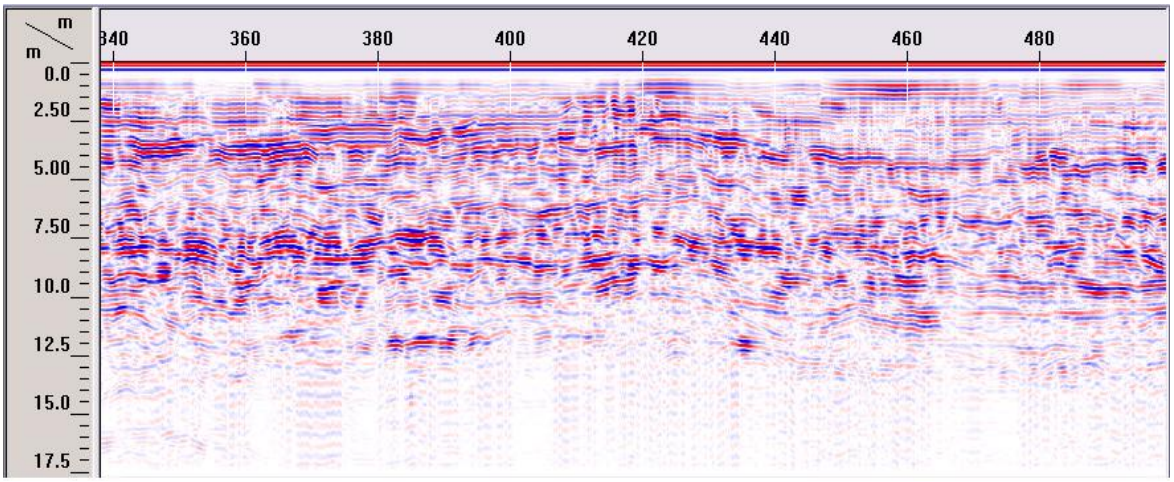


Figura 111. Perfil 2 (cont.) – 340 a 480 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

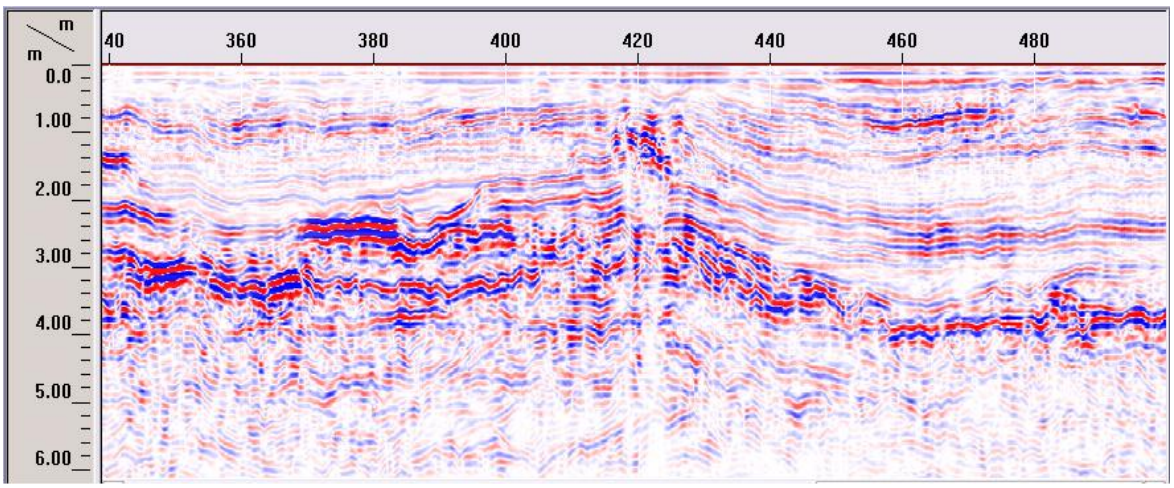


Figura 112. Perfil 2 (cont) – 340 a 480 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Nas figuras 111 e 112 obtidas com antenas de 70 e 200 mghz, respectivamente, observa-se maior continuidade da camada de fragipã.

Descrição e interpretação dos dados de GPR ao longo do perfil 3 – extensão de 280 metros

O perfil 3 corresponde à direção NE-SW. A imagem da antena de 70 mghz do primeiro trecho, de 0 a 160 metros, mostra as camadas superficiais alinhadas. A partir de 2 metros, nota-se mais nitidez em um trecho do perfil, o que pode estar associado à camada fragipã(?).

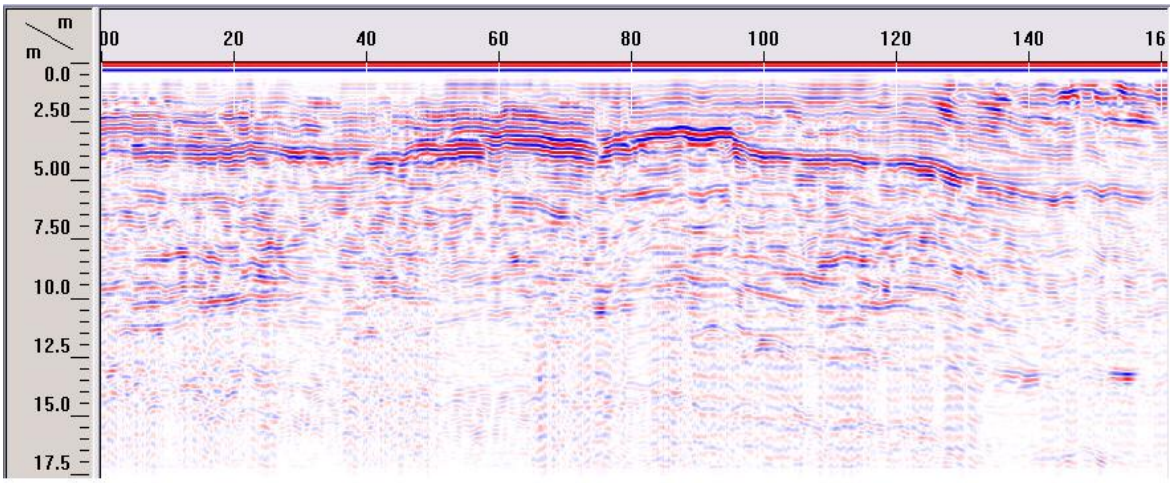


Figura 113. Perfil 3 – 0 a 160 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Com a antena de 200 mghz, o trecho de 0 a 160 metros do perfil 3 auxilia na observação na variação da camada fragipã(?) na profunidade de até 1,5 metros, bem como o mergulho das camadas na direção N-S.

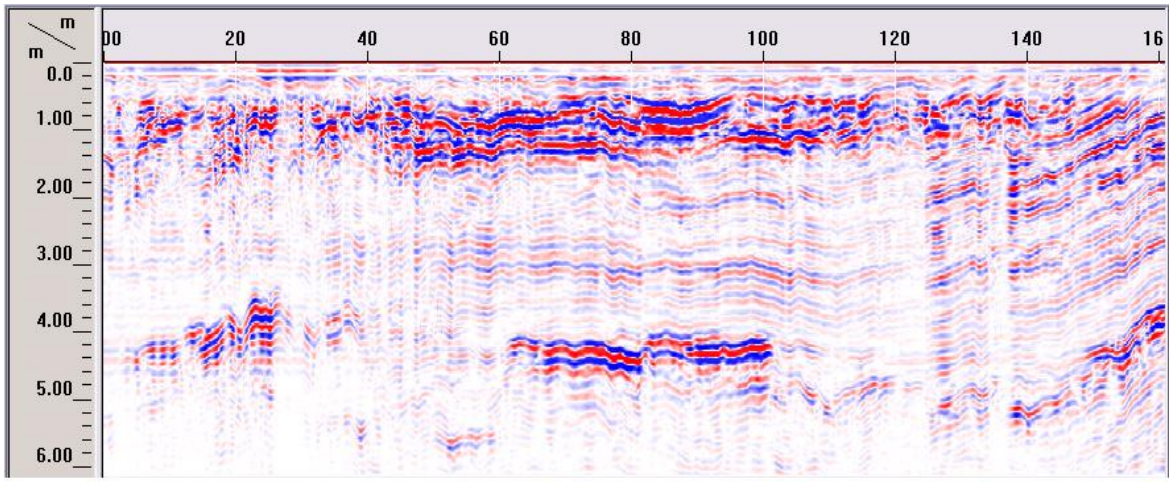


Figura 114. Perfil 3 – 0 a 160 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

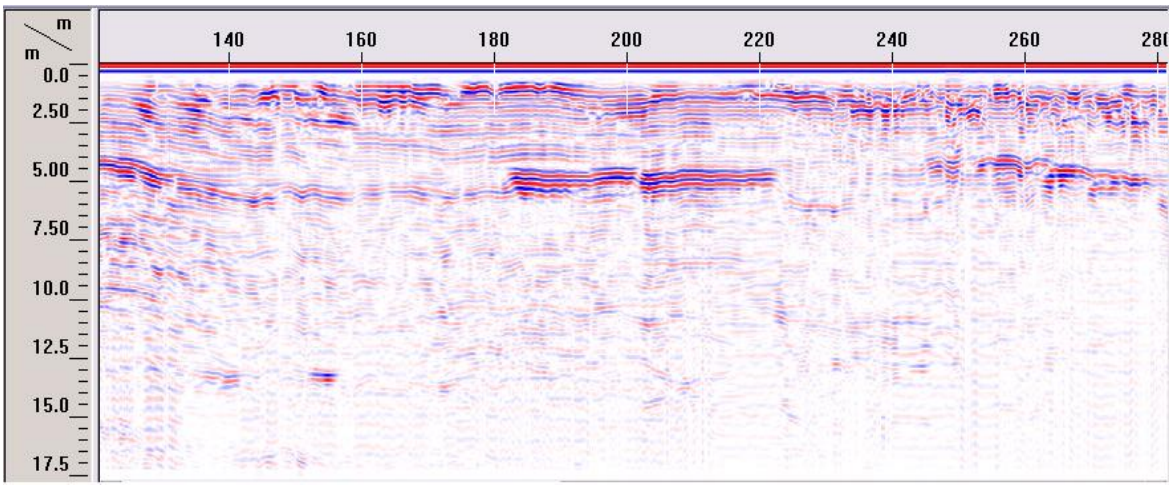


Figura 115. Perfil 3 – 140 a 280 – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

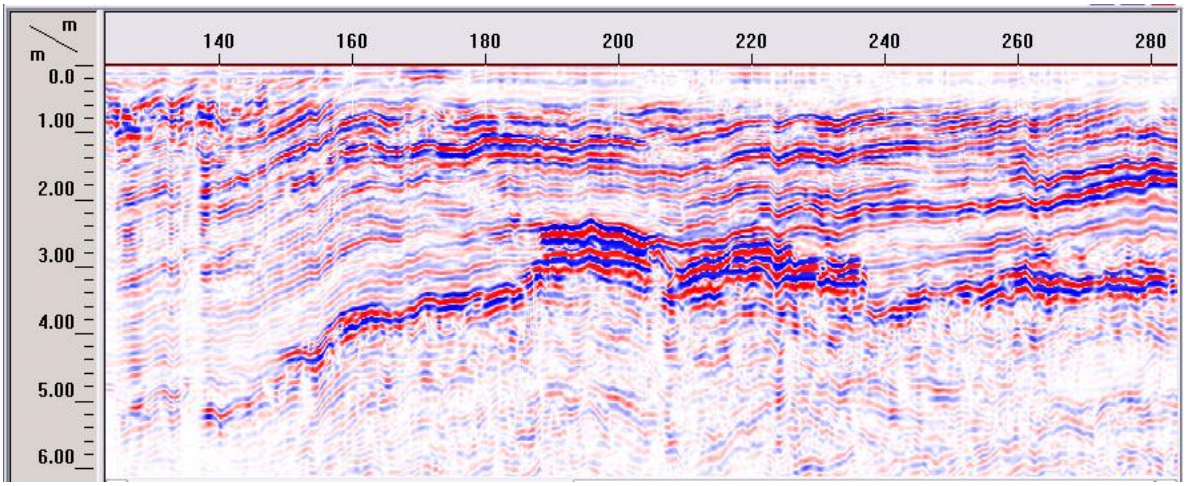


Figura 116, Perfil 3 – 140 a 280 – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Descrição e interpretação dos levantamentos como uso do GPR ao longo do perfil 4, de extensão de 60 m

Neste perfil, é possível observar as diferenças captação das informações pelas representações das imagens; com a antena de 70 mghz, as estruturas das camadas aparecem mais retilíneas do que com a antena de 200 mghz, que mostra os detalhes de dobras das camadas sedimentares, conforme figuras 117 e 118 respectivamente.

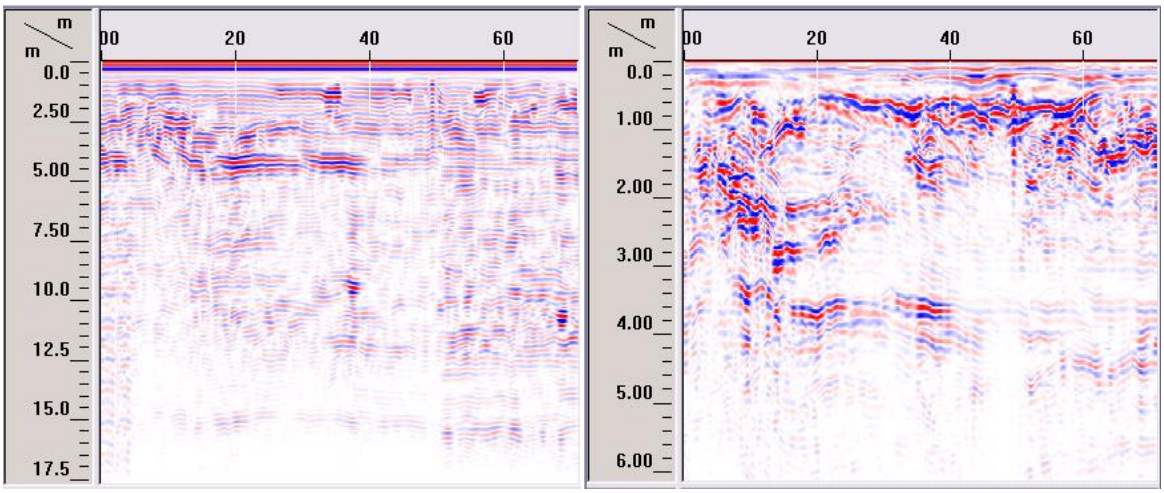


Figura 117. Perfil 4 – 0 a 60m – antena de 70 mghz
Figura 118. Perfil 4 – 0 a 60 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Descrição e interpretação dos levantamentos com o uso do GPR ao longo do Perfil 5 com extensão de metros 340 metros

No primeiro trecho da imagem, representando a extensão de 0 a 160 metros, é possível perceber a continuidade da camada fragipã(?). A antena de 70 mghz mostra certa padronalização das estruturas das camadas, sobretudo na subsuperfície que se dispersa a partir de 5 metros de profundidade, conforme figuras 119 e 122.

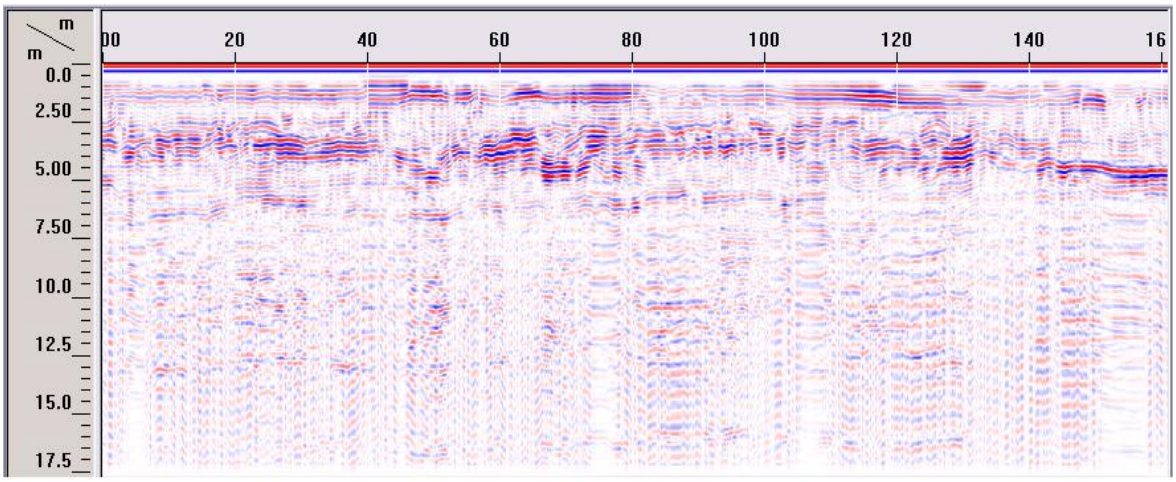


Figura 119. Perfil 5 – 0 a 160 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Na imagem de 200 mghz, as camadas entre 1 e 4 metros aparecem com estruturas falhadas e dispersas por material fino ou presença de água em abundancia, o que prejudica a propagação das ondas eletromagnéticas, conforme figuras 120 e 122.

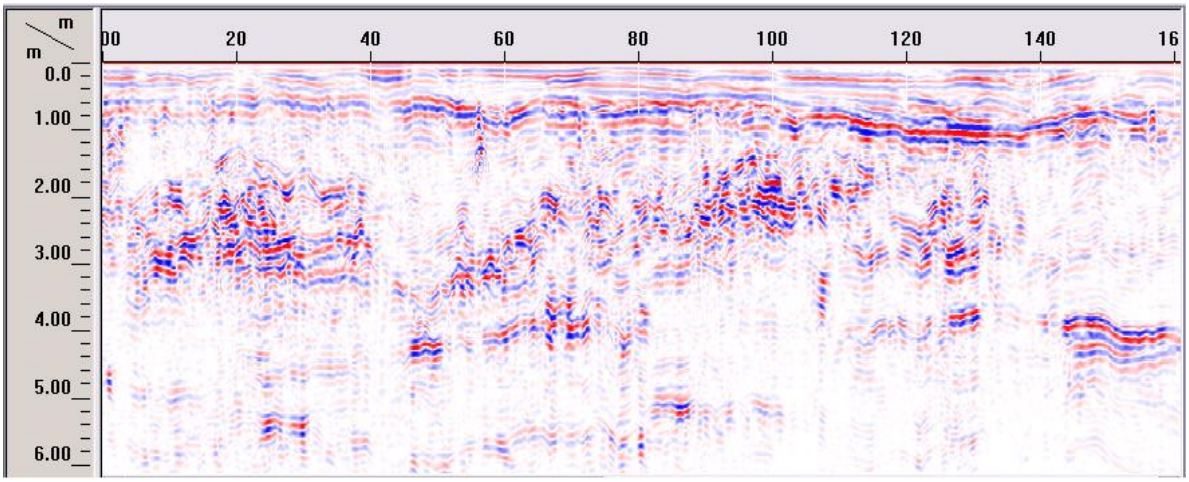


Figura 120. Perfil 5 – 0 a 140 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

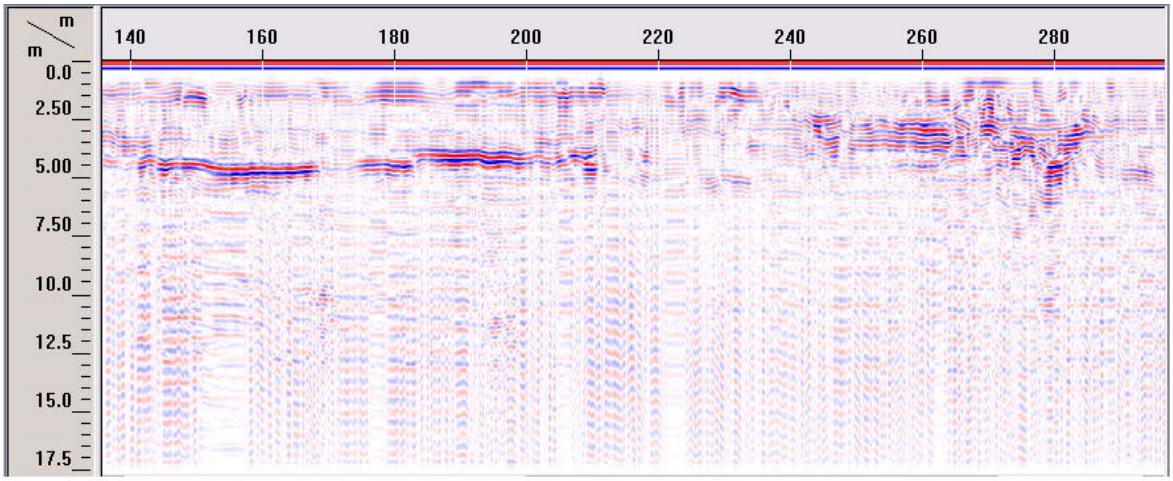


Figura 121. Perfil 5 – 140 a 280 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

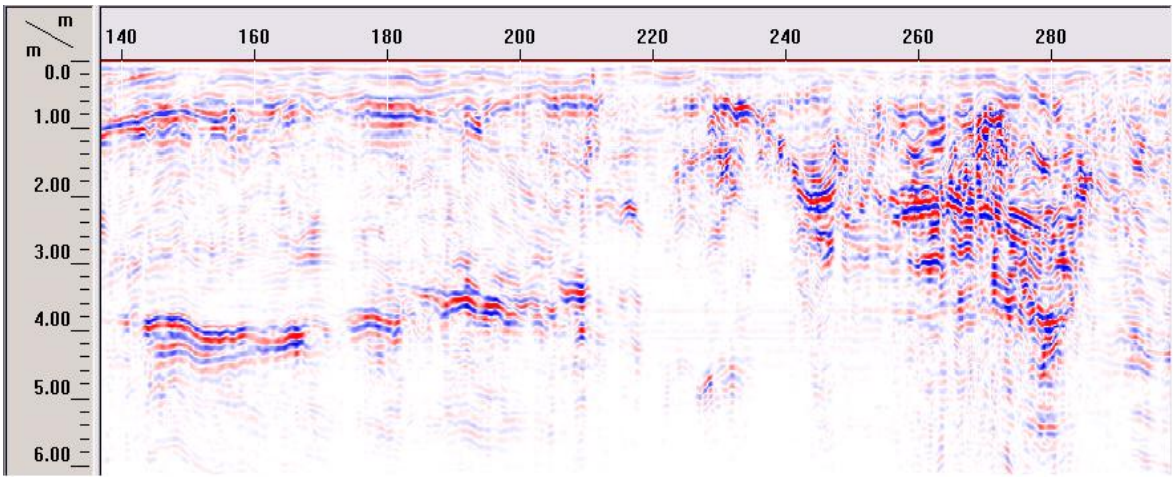


Figura 122. Perfil 5 – 140 a 180 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

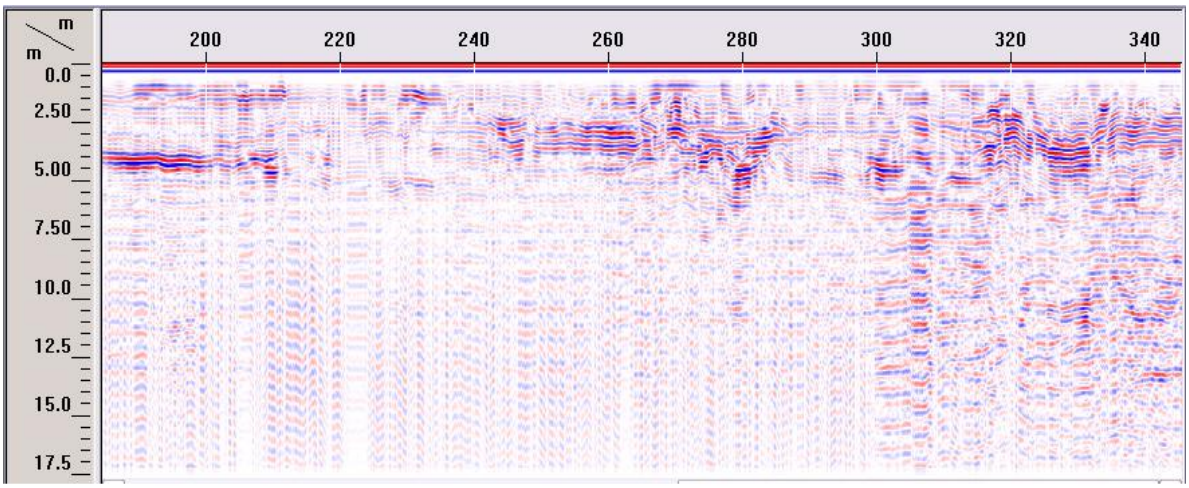


Figura 123. Perfil 5 – 200 a 340 m – antena de 70 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

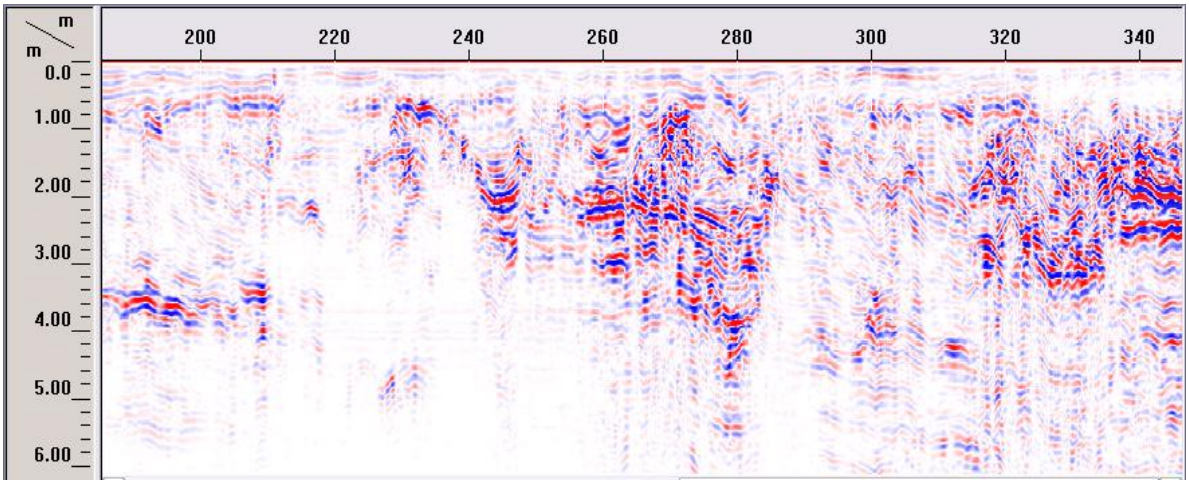


Figura 124. Perfil 5 - 200 a 340 m – antena de 200 mghz
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

Para a comprovação de algumas questões levantadas com a análise dos dados gerados com o uso do GPR, seria necessária a realização de algumas perfurações ao longo dos perfis; entretanto, isso não foi possível nesta pesquisa.

Para auxiliar as análises, utilizou-se o trabalho de DAEE (1979), que realizou sondagens, atingindo o pacote sedimentar da planície costeira até a profundidade do embasamento cristalino. Esse trabalho objetivou obter o comportamento das águas subterrâneas neste trecho do litoral.

Os dados apresentados com as perfurações realizadas pelo DAEE foram utilizados para auxiliar na identificação e análise da composição do material sedimentar do trecho estudado nesta pesquisa.

As figuras 125, 126, 127, 128 e 129 mostram informações obtidas a partir de dados do DAEE (1979). Nelas é possível observar as profundidades do embasamento cristalino, bem como a composição ao longo da profundidade dos perfis geológicos.

Na figura 125, estão os transectos dos perfis realizados pelo DAEE e, na figura 126, demonstrou-se o perfil propriamente dito, com os detalhes de profundidade do embasamento cristalino, sedimentos quaternários indiferenciados, areias, argila, areias-argila e cascalho do Quaternário. Os sedimentos vão se alternando ao longo dos perfis das sondagens realizadas pelo DAEE.

Na figura 128, apresenta-se um perfil que foi escolhido por corresponder à área de fragipã(?). Nesse transecto, apresentam-se dados de perfurações onde encontram a areia na camada mais à superfície, seguido de argila e, posteriormente, alternância de areia e argila.

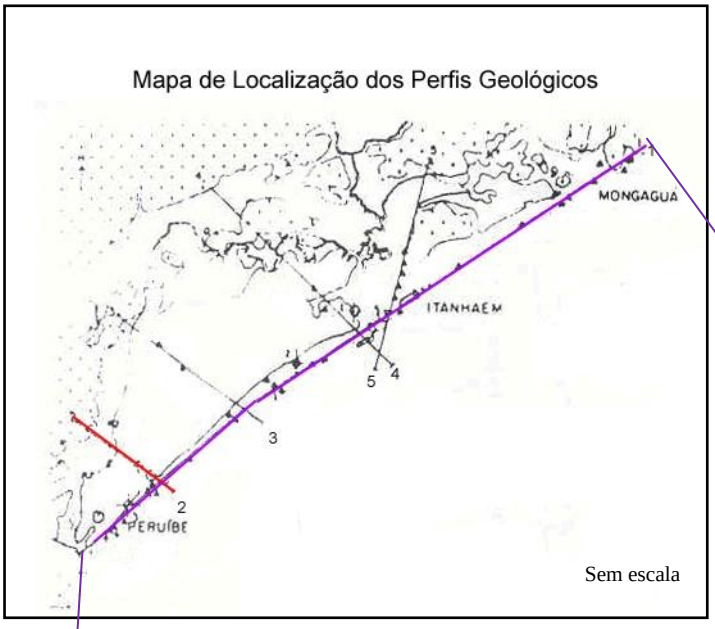
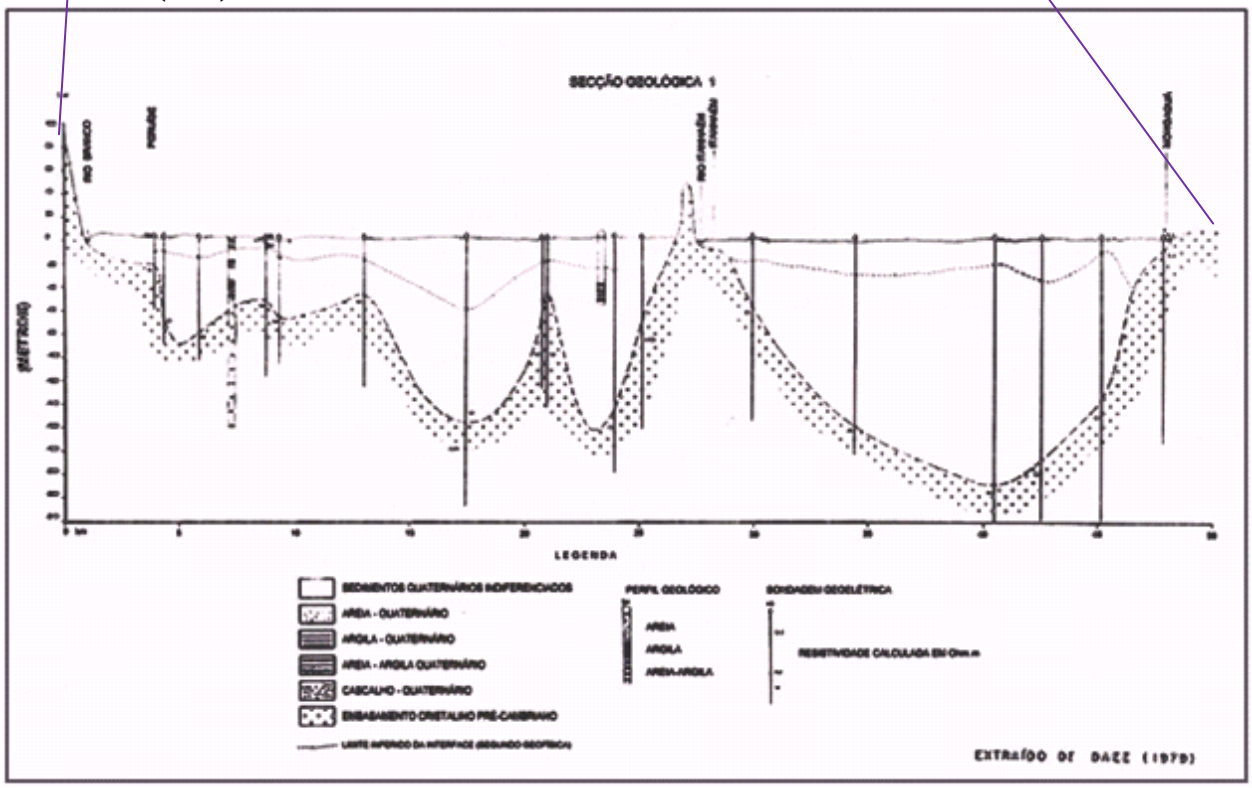


Figura 125. Mapa de localização dos perfis geológicos
Fonte: DAEE (1979).



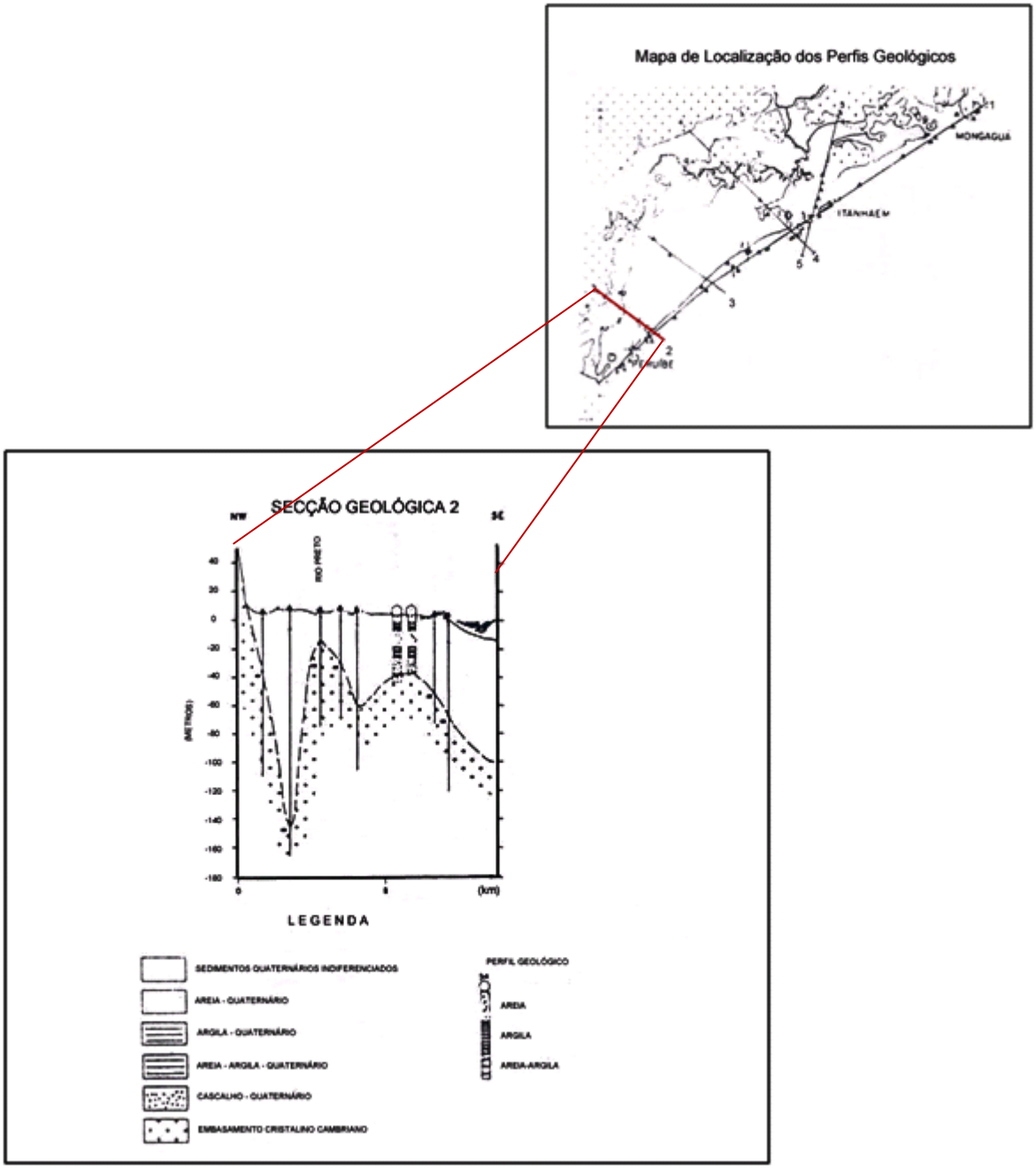
Figuras 126 e 127. Secção geológica de toda a enseada
Fonte: DAEE (1979).

Este perfil, ou seção geológica 2, que mostra a profundidade do embasamento cristalino ao longo do transecto que passa exatamente sobre a área da camada de fragipã(?). A composição do material sedimentar ao longo do perfil até o embasamento cristalino alterna-se entre camadas ora de areias ora de argila e a mistura de areias com

argilas, tal como é identificado nas imagens do GPR. Essas alternâncias ocorrem ao longo de todo o perfil de solo da planície costeira até o nível da rocha.

De acordo com os dados obtidos com as perfurações realizadas pelo DAEE (1979), o material sedimentar da planície costeira é composto por areias na superfície intercalando com camadas de argila e silte, conforme figura a seguir.

Essa diferença entre os componentes do solo não é nitidamente perceptível nas imagens obtidas com o GPR. Para isso, seriam necessárias diversas perfurações nas áreas imageadas.



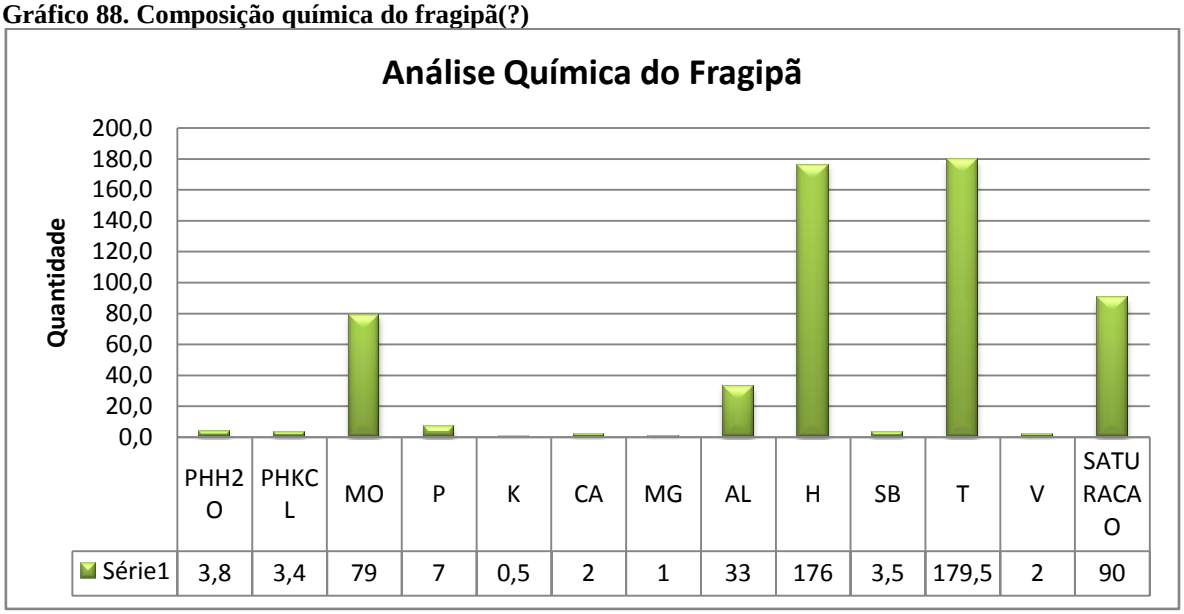
Figuras 128 e 129. Perfil 2 da planície costeira. Fonte: DAEE (1979)

Em contrapartida, podem-se tirar algumas conclusões prévias com relação à utilização das imagens do GPR: As imagens do radar GPR auxiliam na obtenção de informações sobre as camadas de solo, paleoformações que se encontram na subsuperfície, bem como a variação de umidade. A antena de 70 mghz, que proporciona uma investigação para maior profundidade, muitas vezes se mostra mais adequada para verificação das camadas sedimentares, porque não sofre a mesma interferência do material particulado como argila, silte e também da água. Já com a antena de 200 mghz, por proporcionar imagens com maior resolução a fim de obter maiores detalhes dos materiais, as interferências dos materiais finos são maiores, dificultando, às vezes, a obtenção de informações em alguns trechos.

De qualquer modo, considerou-se válida a utilização dos dados do GPR com as duas antenas de resoluções diferentes, porque proporcionam dois tipos de investigação que se complementam. No caso específico da área de estudo, onde a presença da camada litificada na planície costeira, a antena de 70 mghz mostrou-se mais eficiente porque não sofreu a intensa interferência dos materiais finos e da presença da água.

Análise química do material que compõe o fragipã(?)

Gráfico 88. Composição química do fragipã(?)



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A composição química do fragipã(?) está representada no gráfico acima. Estabelecendo uma análise dos componentes do fragipã(?), em relação aos componentes que determinam a quantidade de nutriente de um solo, tem-se que a quantidade do Ca, Mg e K é muito pequena em comparação com a quantidade Al e H (33 e 179,5 $mmol_c/dm^3$,

respectivamente), que indicam que, se essa camada fosse um solo, este seria muito pobre em nutrientes e de elevada acidez, e teria a classificação de solo distrófico.

Baseando-se no trabalho de Prado *et al* (2007), o qual norteou essa análise generalizada dos componentes do solo, quando o pH em H_2O é maior que o pH em KCl, o delta pH é negativo, indicando predominância de cargas negativas, e, nesses casos, o solo retém mais cátions (como o cálcio) do que ânions. A quantidade de matéria orgânica de 79 g/dm^3 corresponde à quantidade elevada de composição entre os diferentes elementos que compõem o material analisado.

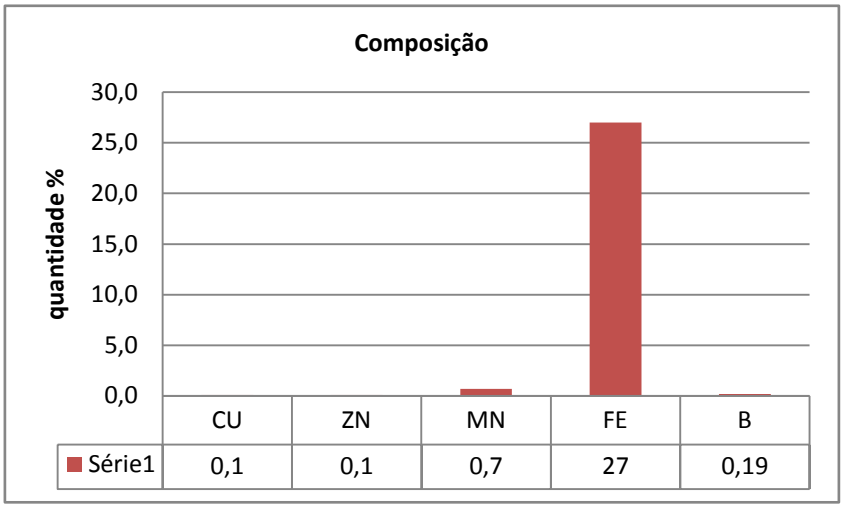
Se a capacidade de troca de cátions (**CTC**) é baixa, o solo armazena pequena quantidade de cálcio, magnésio, potássio, sódio, hidrogênio e alumínio. A capacidade de troca de cátions (**CTC**) é alta, e o solo armazena grande quantidade de cálcio, magnésio, potássio, sódio, hidrogênio e alumínio.

Quando a saturação por bases do solo (**V**) é alta, ou seja, maior ou igual a 50%, o solo é eutrófico (rico em nutrientes, especialmente em cálcio). Isso ocorre porque mais da metade do reservatório-solo (**CTC**) armazena esses nutrientes representados pela soma de bases (**SB**).

Quando a saturação por alumínio do solo (**m**) é alta, ou seja, maior ou igual a 50%, o solo é álico (pobre em cálcio, mas ao mesmo tempo com alto teor de alumínio tóxico para as raízes).

No gráfico 89 é possível observar a quantidade elevada de Ferro na amostra de fragipã (?), justificando, portanto, o caráter pedogenético recente. Grande quantidade de ferro indica caráterística de formação recente.

Gráfico 89. Composição do material do fragipã(?)



Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

9.2.7. Análise parcial da resistência dos materiais e da granulometria

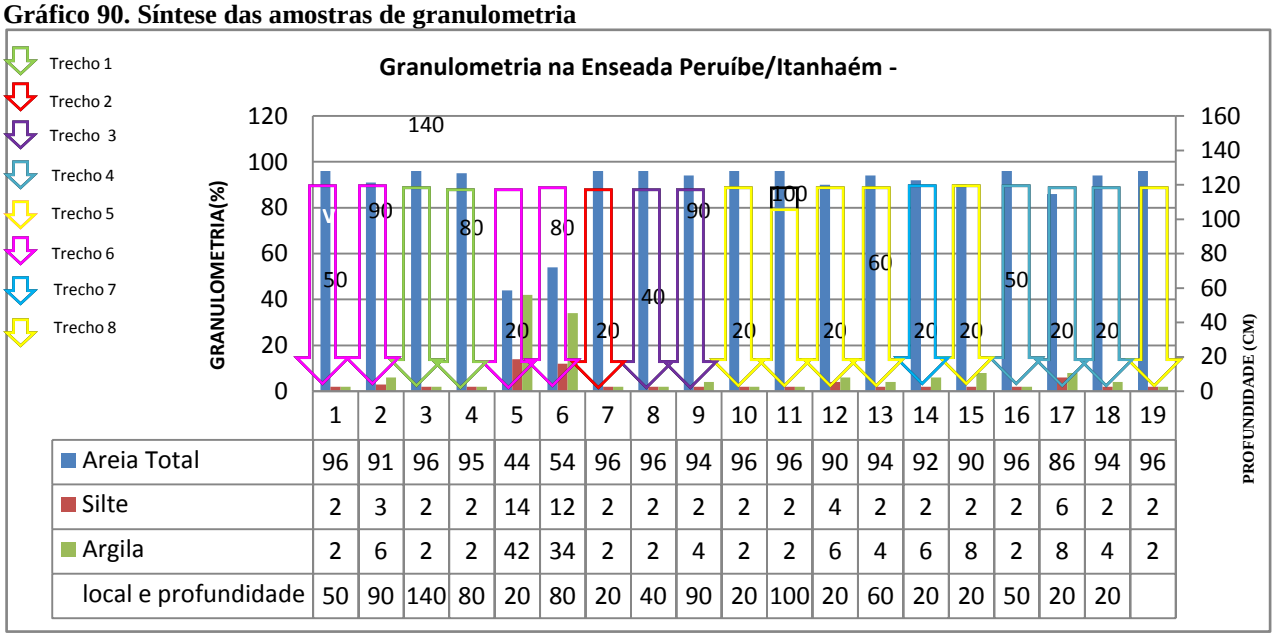
A resistência dos materiais ao longo da planície costeira do Guaraú e de Peruíbe-Itanhaém proporcionou uma investigação da resistência dos materiais nessas regiões. Os trechos analisados foram coerentes ao que se proporcionou analisar.

Os dados de resistência da área 2 (Guaraú) demostraram ser essa área de resistência média, seguindo-se a tabela 18 (página 250) de resistência elaborada especialmente para esse estudo.

Em análise sucinta da granulometria das amostras obtidas nos trabalhos de campo realizados ao longo das áreas analisadas no litoral sul e centro-sul, é possível tirar algumas conclusões com relação aos padrões granulométricos da área. A primeira é que a composição de toda a planície é basicamente de areias finas e muito finas, destacando o caráter de praia dissipativa, desde o início da sua formação porque nem mesmo em profundidades maiores encontraram-se areias grossas em perfurações feitas com o trado, com algumas poucas intercalações de argila e silte.

Exceção é dada ao trecho 6, onde, em um ponto de amostragem se encontrou grande quantidade de material argiloso à superfície de 0 a 20 cm e 80 cm de profundidade ou mais. Todos os outros pontos obtiveram porcentagem de areia total maior do que 90%, como se verifica no gráfico 90 a seguir:

Gráfico 90. Síntese das amostras de granulometria



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Areia Total	96	91	96	95	44	54	96	96	94	96	96	90	94	92	90	96	86	94	96
Silte	2	3	2	2	14	12	2	2	2	2	2	4	2	2	2	2	6	2	2
Argila	2	6	2	2	42	34	2	2	4	2	2	6	4	6	8	2	8	4	2
local e profundidade	50	90	140	80	20	80	20	40	90	20	100	20	60	20	20	50	20	20	

Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

9.2.8. A fragilidade ambiental das Enseadas do Guaraú, Peruíbe_Itanhaém

Para a elaboração da fragilidade ambiental nas áreas 2 e 3, Guaraú e Peruíbe-Itanhaém, utilizaram-se as delimitações dos compartimentos apontados no mapa geomorfológico.

Assim, o mapa de fragilidade ambiental (figura 130) segue as delimitações da unidade definidas pelas feições geomorfológicas, as quais foram correlacionadas com as demais características do meio físico, sobretudo os dados de resistência dos materiais, para definir o grau de fragilidade de cada compartimento geomorfológico.

Na área da bacia do rio Guaraú, há uma planície intertidal bastante extensa, que ocupa cerca de 1/3 da planície costeira. Esse subsistema recebeu classificação de fragilidade muitíssimo alta, bem como outros compartimentos, como praia e planície fluvial foram assim classificados por constituírem subsistemas de materiais mais suscetíveis, mais frágeis.

Outro compartimento da bacia do Guaraú é a planície marinha, que é constituída por sedimentos finos da Formação Cananéia e que apresenta resistência moderada em alguns trechos, como foi possível observar nos gráficos de resistência.

A fragilidade ambiental na enseada de Peruíbe-Itanháem seguiu também um padrão de compartimentação dos subsistemas onde as planícies fluviais e intertidais, bem como as praias foram classificadas como subsistemas de muitíssimo alta fragilidade ambiental, por se constituírem de materiais mais suscetíveis às mudanças ambientais.

Outros compartimentos também seguiram o mesmo padrão de classificação da fragilidade, exceto o terraço marinho onde está a camada fragipã(?) de profundidade de mais de dois metros. Esse compartimento ou subsistema é o mais elevado de formação marinha existente na área. É um subsistema de resistência intrínseca, que se diferencia do entorno. Esse subsistema foi classificado como de fragilidade ambiental baixa.

Os outros subsistemas, tais como planície flúvio-marinha, pós-praia, terraço marinho recoberto por dunas, rampas de colúvio, foram classificados como de fragilidade alta, média, média, média, baixa, respectivamente.

A classificação de fragilidade muitíssimo alta foi atribuída às planícies intertidais, fluviais e praia, que são os compartimentos mais baixos e compostos por materiais pouco resistentes às mudanças climáticas extremas e, por conseguinte, são os primeiros compartimentos a serem atingidos com essas mudanças, a receber os *inputs* de energia de

magnitude e freqüência que atinjam o seu limiar de resistência. Seu estado de equilíbrio dinâmico é de ordem temporal menor do que dos subsistemas mais resistentes.

Enquanto isso, outros subsistemas não são afetados, não sofrendo qualquer alteração na suas trocas de energia e matéria, mantendo-se em seu estado de equilíbrio dinâmico. Esses subsistemas são os que estão localizados em níveis altimétricos mais elevados e, de maneira geral, possuem materiais mais resistentes ou menos suscetíveis aos *inputs* de energia. Os subsistemas do relevo que se encontram mais elevados são os terraços marinhos, terraços fluviais, os morros, as planícies marinhas, as rampas de colúvio, serras. No entanto, de alguma forma, esses subsistemas estão sempre em contínua evolução e perdendo material para a manutenção dos subsistemas localizados à jusante do sistema, mas recebem materiais dos que se encontram à montante. Quando essas trocas não ocorrem, se há apenas a perda de material, então ocorre erosão ou um rebaixamento intrínseco pela transformação dos elementos químicos que os compõem.

Figura 130. Mapa da fragilidade ambiental da região de Peruíbe-Itanhaém
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

CAPÍTULO 10. AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

10.1. Avaliação Crítica dos Resultados

Os resultados obtidos nesta pesquisa foram considerados satisfatórios, não só por terem atingido os objetivos propostos no início da pesquisa como também por terem respondido as perguntas elaboradas e auxiliado na comprovação das hipóteses. Muitos dos resultados alcançados satisfizeram as expectativas, sobretudo no que tange à análise geomorfológica e nas constatações que culminaram na determinação das fragilidades ambientais. Para que essas hipóteses se comprovem, julgam-se necessárias algumas ponderações e discussões para que a análise dos dados seja condicionada a uma correlação entre os mesmos.

Sabe-se, *a priori* que, ao longo do litoral, as diversidades geomorfológicas são atribuídas aos processos morfotectônicos e morfodinâmicos pretéritos e atuais, por meio dos quais os processos de erosão e sedimentação estão continuamente produzindo formas na paisagem. As enseadas escolhidas como áreas amostrais para essa pesquisa foram as enseadas da Fortaleza, do Guaraú e de Peruíbe/Itanhaém, que, além de se localizarem em setores geológico-geomorfológicos distintos, têm constituições paisagísticas diferentes entre si.

A avaliação crítica dos resultados desta pesquisa foi dividida em função das etapas de elaboração e apresentação dos resultados e do grande de volume de dados analisados. Dessa forma, apresentaremos, em primeiro plano, a avaliação das condicionantes que foram mapeadas e que constituem trabalho de gabinete e, posteriormente, dos dados das etapas de campo e laboratório de cada área de estudo.

10.1.1. Geomorfologia (processos, materiais e formas)

A área 1, localizada no litoral norte do estado de São Paulo, é a enseada da Fortaleza, que constitui uma baía com características morfológicas distintas das demais baías ao longo do litoral. Trata-se de uma reentrância na costa formada por embaiamentos menores, que compõem praias de bolso. Cada pequena enseada é caracterizada naturalmente por dinâmica, formas e materiais que as diferem entre si.

Dentre essas pequenas enseadas, a que mais se destaca é a da praia Dura, por possuir uma planície costeira mais extensa à retaguarda da praia e por manter um contato direto com a Serra do Mar. Essa planície costeira é composta por sedimentos quaternários que se intercalam com os terciários. Destaca-se também que por estar encaixada entre os promontórios do embasamento cristalino e constitui uma reentrância de aproximadamente 4 km de abertura e 5 km de plataforma continental interna da enseada da Fortaleza. Seu solo é composto predominantemente por areias finas com porcentagens significativas de argila e silte, e possui ainda alinhamentos de cordões litorâneos. Do ponto de vista geomorfológico e da taxonomia proposta, a enseada da Fortaleza é formada pelo sistema (morfoestruturas) planície costeira da praia Dura, de baixa declividade, com relevo plano, cuja compartimentação identificou os seguintes subsistemas (morfoesculturas): a) rampas de colúvio; b) planície flúvio-marinha; c) planície fluvial; d) planície intertidal; e) praia e; f) plataforma adjacente. Cada subsistema está localizado em um nível altimétrico e apresenta composição e resistência de materiais diferenciada entre si.

Os outros embaiamentos que pertencem à enseada da Fortaleza são compostos por sedimentos quaternários e apresentam incipientes rampas de colúvio no contato do embasamento com a planície. As planícies desses embaiamentos são incipientes ou ausentes, e as praias são mais estreitas em comparação com a praia Dura. Os testes de resistência e as coletas das amostras nesses trechos foram importantes para o conhecimento e para a comparação desses sedimentos e da sua resistência nessas pequenas enseadas e praias.

As praias dessas pequenas enseadas são em grande parte compostas, por areias finas, por seu caráter dissipativo. Algumas praias, situadas em setores morfodinâmicos mais ativos, são compostas por areias mais grossas, como as praias Brava da Fortaleza, Vermelha e da Sununga. A dinâmica nessas praias é mais acentuada por causa da direção das suas embocaduras voltadas para SE, o que as diferenciam das outras praias, que estão voltadas para direções diferentes dessa e/ou se encontram protegidas dos embates das ondas pelos promontórios do embasamento cristalino.

Após a constatação dessas diferenças apresentadas, *a priori*, considerou-se necessário analisar a compartimentação e a composição dos materiais de cada embaiamento. As medidas de resistência realizadas no campo e a composição do material em laboratório forneceram informações favoráveis para a identificação e posterior comparação entre as características de cada enseada. Essas constatações foram também

fundamentais para a definição das fragilidades, assim como nos outros setores estudados do litoral sul e centro-sul.

No litoral sul, a área 2 da pesquisa é a enseada do Guaraú, que constitui um embaiamento inserido entre dois maciços do embasamento cristalino, a Serra do Itatins e o Morro do Guaraú. Essa posição teoricamente deixaria a praia protegida da erosão praial provocada pelos processos erosivos costeiros. Entretanto, apesar de sua praia ser dissipativa e estreita e por isso constituída de sedimentos predominantemente de areias finas, apresenta-se em fase erosiva devido a fatores externos que têm interferido na sua dinâmica interna, relacionados, sobretudo, à atuação antrópica.

Na enseada do Guaraú, o rio Guaraú é, de certo modo, um transportador de sedimentos, já que mantém uma elevada dinâmica sedimentar nessa pequena enseada. A planície costeira do Guaraú tem sofrido interferências de caráter antrópico, sobretudo após a construção de um enrocamento na foz do rio Guaraú. Essa construção provocou modificações na dinâmica costeira local, elevação do nível das águas e aumento da velocidade do fluxo na foz. Conseqüentemente, causou erosão na linha de costa pelo embate direto das ondas na praia, que chegaram a atingir algumas casas. A análise com o programa Meppe demonstrou que essa praia se encontra em não-equilíbrio tanto no verão, quando as ondas vêm da direção SSE quanto no inverno, quando as ondas vêm de SW. Assim, conclui-se que a dinâmica nessa enseada não está nas suas condições naturais, mas em um estado dinâmico instável; para que a dinâmica voltasse ao normal o enrocamento foi parcialmente destruído.

Em uma comparação entre a enseada do Guaraú e a enseada da praia Dura, a única semelhança que se observa é o número de subsistemas geomorfológicos, muito embora sejam incomparáveis em termos de dinâmica costeira. Assim sendo, ambas apresentaram a mesma compartimentação com diferentes subsistemas geomorfológicos. Esses compartimentos estão diretamente associados à sua composição e as formas, tais como: a) rampas de colúvio; b) planície intertidal; c) planície fluvial; d) planície flúvio-marinha; e) praia e; f) plataforma adjacente.

Em comparação da enseada do Guaraú com a Enseada da praia Dura, destaca-se que a primeira possui entrada voltada para E, enquanto a segunda é voltada para SE, e esta se encontra no fundo da enseada da Fortaleza. Ambas recebem interferência direta das correntes vindas de SE, geralmente associadas a ondas de tempestade, o que mais as diferenciam é o tamanho e a dinâmica, embora apresentem materiais também são geralmente compostos por areias finas e muito finas. Apesar de as áreas 1e2 Fortalez e

Guaraú apresentarem poucas características morfológicas semelhantes, ambas são completamente diferentes da área 3 localizada no litoral centro-sul em temos de dinâmica praial e tamanho da planície.

No litoral centro-sul, a área 3, a enseada de Peruíbe-Itanhaém possui uma extensa planície costeira com largura de aproximadamente 14 km e extensão de cerca de 40 km. O relevo é plano, característico de planície costeira com ondulações da sedimentação marinha do período Quaternário, com presença de cordões litorâneos e dunas. No sopé da serra e dos morros costeiros, as rampas de colúvio são freqüentes e facilmente identificáveis nas imagens e fotografias, ao contrário das rampas do norte, que são mais difíceis de ser individualizadas.

Essa maior facilidade de identificação remete à hipótese de que isso esteja associado às diferenças de materiais que compõem a serra adjacente, ou seja, às diferenças de resistências das rochas. No norte é composta predominantemente por rochas intrusivas, tais como granitos e charnokitos, que são mais resistentes e por isso o pacote sedimentar é menos espesso, enquanto, no sul, por serem dominantemente do tipo metamórficas, tais como migmatitos, gnaisses, milonitas, as rochas são menos resistentes e forneceram mais sedimentos ao longo do Terciário, que foram retrabalhados no Quaternário.

Com relação à rede de drenagem ao longo da planície costeira de Peruíbe/Itanhaém, levantaria-se uma questão sobre a correlação do sentido traçado pelo rio principal, o rio Itanhaém, que corre, em parte, paralelo à linha de costa, possivelmente condicionado por influência da camada fragipã (?). Seria essa a razão que justificaria o não segmento direto para o oceano?

Muitas semelhanças e diferenças morfológicas podem ser descritas entre as três áreas. Dentre as semelhanças, destacam-se a existência das planícies fluviais, planície intertidal e flúvio-marinhas; entretanto, esses subsistemas são mais extensos e mais freqüentes no centro-sul na área 3. A principal diferença está na presença dos terraços marinhos, que foram identificados mais facilmente nessa área 3. As praias, nesse setor do litoral, são, de maneira geral, dissipativas e apresentam erosão em certos setores em períodos curtos, decorrentes, sobretudo, das entradas de frentes frias e das mudanças de estação. Os eventos climáticos extremos repentinos alteram as direções dos embates das ondas e provocam erosão e variações no seu equilíbrio dinâmico.

A determinação do equilíbrio dinâmico nas praias dessa enseada foi elaborada com a subdivisão da praia em setores, uma vez que, por ser muito extensa, essa enseada apresenta variações de dinâmica costeira em cada trecho. O programa Meppe, utilizado

para verificação do equilíbrio dinâmico nas praias, não pode ser utilizado para essa área, porque não apresentaria resultados satisfatórios neste tipo de praia. A utilização de dados secundários, tais como os de Souza (1997), foi de grande importância nesse caso, já que auxiliou o processo de análise e interpretação do que ocorre na dinâmica da linha de costa.

É importante destacar, ainda que a determinação de equilíbrio dinâmico é importante para o planejamento ambiental, e que o programa Meppe agiliza o processo, que antes era elaborado com base em cálculos complexos, conforme se observou na apresentação da metodologia do capítulo referente aos métodos e técnicas.

Diante do exposto e das próximas avaliações, há de se considerar que, na enseada de Peruíbe-Itanhaém, surgiu um fato novo, que não foi observado nas outras áreas. A descoberta da camada fragipã(?) durante a verificação da resistência dos materiais em trabalhos de campo foi muito importante, pelo fato de esta apresentar composição e condicionar formas diferentes e provocar mudanças da classificação das características ambientais de fragilidade nessa área de estudo.

A descoberta na área do fragipã(?) na planície costeira de Peruíbe, levou-nos a investigações mais específicas no que diz respeito à composição do material onde ocorre a presença desse tipo de formação. Foram realizados estudos mais elaborados e com mais detalhamentos das características naturais das áreas que apresentam o fragipã (?). Mesmo assim, estudos mais aprofundados de geofísica, mais do que os realizados nesse estudo, serão necessários para definir, com mais certeza, a espessura e o detalhamento na composição desse material, objetivando um melhor entendimento da sua origem e gênese.

Essas camadas(fragipã) de material endurecido e ricas em ácidos húmicos e fúlvicos, encontradas, sobretudo ao longo do litoral sul, provavelmente estão associadas às formações de terraços marinhos e às antigas lagunas pleistocênicas. Essas ocorrências encontram-se em terrenos um pouco mais elevados e são interpretados como resultantes de paleolagunas.

Surge, entretanto, uma questão sobre a real origem desse compartimento da planície costeira: a elevação desse compartimento na planície foi decorrente de soerguimento por neotectônica? Ou de processo erosivo que desgastou o material menos resistente do seu entorno? São algumas questões que ficam em aberto e que somente estudos mais detalhados poderão respondê-las em trabalhos futuros.

Entretanto, algumas suposições podem ser destacadas com base na literatura consultada. Se a presença dessa camada estiver associada às lagunas, pode-se interpretar

que estão em nível mais elevado por causa da maior resistência do material, e que possivelmente o nível altimétrico da planície costeira já esteve mais elevado que atualmente.

Outra interpretação que pode ser dada à presença desse material litificado é de que ocorreram possíveis soerguimentos tectônicos, tais como afirmaram Suguio & Martin (1975, *apud* SUGUIO, 2001; 1985), na costa de São Paulo existem terraços marinhos da fase de níveis marinhos mais altos que o atual, há 123 mil anos AP. Em nenhum setor as porções internas desses terraços, aproximadamente de mesma idade, exibiram diferenças significativas de altitudes. Se os deslocamentos do estágio de culminação de 5.100 anos AP fossem de origem tectônica, os registros de níveis do mar mais altos, de 123 mil anos AP, estariam deslocados quase 60 m, mas essa não é a situação. Portanto, os deslocamentos nas amplitudes dos picos de níveis marinhos, observados entre algumas das curvas, poderiam ser interpretados como resultantes da deformação do geóide, conforme Suguio & Martin (*op cit*).

Destaca-se ainda que, por se tratar de material gerado por processo pedogenético, a presença dessa camada pode mesmo estar associada ao tempo ou a períodos geológicos de formação da planície. Uma vez que essas camadas são decorrentes de variações atuais do processo de litificação do material arenoso associado com material orgânico, o material enrigeceu-se, tornando-o mais resistente do que o seu entorno, quando houve rebaixamento no local do nível hidrostático.

Nesse sentido, as elevações que existem no relevo ao longo das planícies costeiras, que não obrigatoriamente se explicam pela associação com a morfotectônica, podem ser explicadas pelos processos de desgaste erosivo do entorno, onde o paleo horizonte B orgânico dos espodossolos evolui para uma camada endurecida de areia e matéria orgânica, com a perda do ferro, restando os ácidos húmicos e fúlvicos, pelas transformações do material pedogenético em supergênico.

Reafirma-se, assim, a necessidade de estudos mais aprofundados no que tange à formação dessa camada, além dessas prévias identificações da sua origem e gênese. Nesse setor da planície costeira, a resistência do material é máxima, o que dificulta a penetração da haste do penetrômetro de impacto.

Os dados de resistência dos materiais, ou de resistência que compõem os diversos compartimentos foram obtidos para verificar as diferenças de resistência entre os subsistemas do relevo ao longo da planície costeira. Os diferentes níveis de resistência,

obtidos com os ensaios do penetrômetro de impacto e as variações do relevo na planície demonstraram que as diferenças de resistências das formas estão diretamente relacionadas com a composição do material que as sustenta.

Com relação à variedade das formas, destaca-se que estão representadas pela presença de cordões litorâneos (topos e depressões), de terraços marinhos e fluviais, bem como pelas depressões intercordões, planícies fluviais, planícies intertidais. As diferenças entre depressões intercordões e cordões arenosos não foram mapeados neste estudo, já que sua escala do trabalho não possibilitou tal representação, o que implicaria inúmeros trabalhos de campo, pois essas ocorrências não são facilmente delimitadas nas fotografias aéreas e imagens de satélite de algumas áreas, sobretudo da planície de Peruíbe por estar demasiadamente alterada.

Finalmente, essas são as principais diferenças no que tange às formas, composição e dinâmica entre as três áreas analisadas. As causas das diferenças de configurações morfológicas ao longo do litoral analisado são explicitadas pelos diversos processos dinâmicos da costa e pela composição dos materiais das planícies costeiras e dos seus compartimentos. Como em qualquer morfologia, o que definirá os tipos de formas, bem como as suas suscetibilidades, será o tipo de material que as sustentam, ou seja, a sua resistência, frente aos processos morfodinâmicos, caracterizados pelos *inputs* nas trocas de energia e matéria entre as partes dos sistemas controlados e não controlados.

10.1.2. O papel do Uso da terra

A análise do uso da terra nas áreas de estudo foi importante para aludir às mudanças na paisagem e nos subsistemas, que podem ser significativas na dinâmica dos sedimentos transportados e retrabalhados na linha de costa.

Na área 1, enseada da Fortaleza, o uso da terra apresenta poucas variações, entre as quais predomina o uso antrópico, campos antrópicos, área urbana e incipientes áreas de cultivo. Dentre as características naturais, a maior parte da área é recoberta por vegetação de restinga; em segundo, vegetação secundária e, por último, floresta ombrófila.

A área 2, ou enseada do Guarau, apresenta, basicamente, área urbana com loteamentos implantados irregulares ou não, vegetação de floresta ombrófila recobrindo a maior parte da área, vegetação secundária de restinga na planície costeira e uma pequena planície intertidal, ou mangue.

Na área 3, ou enseada Peruíbe-Itanhaém, destaca-se, no mapa, a intensa ocupação da linha de costa, representada em vermelho pela área urbana, as áreas de vegetação

secundária, que recobrem boa parte da planície costeira, e a vegetação de restinga. Nessa área, existem também trechos com solo exposto, sobretudo nas áreas de mineração de areia.

Finalmente, as três áreas apresentam usos da terra semelhantes e típicos de áreas litorâneas com ou sem planície costeira extensa, mas com praias dissipativas ou reflexivas. A maior diferença de uso da terra encontrada entre as três áreas são as áreas de cultivo da área 3, que se justifica pela sua extensão e localização no sopé da serra do Mar, cujo solo é composto por materiais pedológicos mais ricos no que tange a fertilidade que possibilitam o cultivo de subsistência.

10.1.3. Vegetação

A vegetação das três áreas estudadas é muito semelhante. Nas áreas mais altas da serra, que mantêm interface com o planalto, predomina a vegetação ombrófila densa alto-montana. Nas áreas da enconta da serra, prevalecem as florestas ombrófila densa montana e densa submontana. Nas planícies costeiras, sobressai a vegetação secundária de floresta ombrófila, de floresta de restinga e de terrenos marinhos lodosos, mata paludosa e vegetação de mangue ou de planície intertidal, que ocorre nas três áreas. A única vegetação diferenciada, que aparece em uma única área, é a de reflorestamento, que aparece somente na área 3 e constitui uma formação antrópica. Destaca-se que a vegetação nas três áreas encontra-se bem preservada nos trechos da Serra do Mar e em trechos mais distantes da praia, nos quais a atuação antrópica é menor.

10.1.4. Equilíbrio dinâmico e a fitoestasia

Outro enfoque da pesquisa foi a aplicação da teoria do equilíbrio dinâmico com base na concepção ecodinâmica de Tricart (1977), segundo a qual a fitoestasia é elemento que corrobora para a resistência, para a manutenção e para as trocas de matéria e energia moldando a paisagem sistêmica, porque auxilia na interação dos elementos e fenômenos terrestres e atmosféricos, e engloba peculiaridades específicas inerentes às trocas de energia e matéria. A dinâmica dos elementos e fenômenos atmosféricos revela, nas paisagens, as formas que resultam dos processos atuantes sobre os diferentes tipos de materiais que as sustentam.

Na concepção ecodinâmica de Tricart (1977) sobre fitoestasia, uma visão ecogeográfica propõe que, se a vegetação estiver estabelecida e em estágio avançado, proporcionará que o relevo e a manutenção dos processos morfogenéticos e pedogenéticos

mantenham-se em equilíbrio dinâmico, porque as trocas de energia e matéria atingem um padrão de equilíbrio na interface solo-relevo-atmosfera, no âmbito do estrato geográfico da Terra dentro da concepção de Grigoriev.

Em busca de uma forma de aplicar, nas áreas de estudo, uma avaliação do equilíbrio dinâmico sob esse enfoque ecogeográfico, elaborou-se o mapa de equilíbrio dinâmico e a fitoestasia. A elaboração desse mapa foi importante para demonstrar as áreas que se encontram em equilíbrio dinâmico por efeito da fitoestasia. Dentre as áreas em equilíbrio dinâmico, estão aquelas onde a vegetação está em estágio avançado de desenvolvimento e mantém a relação e a eficiência na manutenção dos processos (morfogênese e pedogênese) nas formas do relevo e solos ao longo das áreas de estudo.

Considera-se, entretanto, que estudos mais aprofundados podem ser elaborados para medir as trocas efetivas de energia e matéria nessas áreas em equilíbrio dinâmico, definidas no mapeamento do equilíbrio dinâmico e da fitoestasia, para que se possam quantificar as trocas que ocorrem nessas áreas.

Assim, observando-se os mapeamentos da fitoestasia e do equilíbrio dinâmico nas área 1, 2 e 3, o equilíbrio dinâmico está concentrado nos setores mais altos da Serra do Mar e dos morros, bem como nas encostas da serra, em alguns trechos da planície costeira e nas áreas de planícies intertidal, setores onde a vegetação se encontra em estágio avançado e proporciona a realização dos *inputs* e *outputs* das trocas de energia e matéria em estado estável ocorre o equlíbrio dinâmico. Já as áreas onde a vegetação se encontra em estágio intermediário de desenvolvimento, concentrada, sobretudo ao longo da planície costeira das três áreas, foram consideradas em estado efêmero de quase equilíbrio dinâmico e resiliência; é o caso das áreas de reflorestamento, que somente aparecem na área 3, da enseada de Peruíbe-Itanhaém, em um patamar da Serra do Mar. Em estado instável ou entropia, foram consideradas as áreas de uso antrópico, onde não há vegetação.

Finalmente, para ocorrer o equilíbrio dinâmico, é necessário um estado de balanço entre as forças opostas. Essas forças operam em taxas iguais e efetivamente se anulam para produzir o estado estável. Assim, em um ambiente costeiro como na planície costeira mais especificamente, as trocas de energia e matéria ocorrem, sobretudo em áreas onde a vegetação se encontra em padrões de conservação avançados, e, assim, o equilíbrio dinâmico está estabelecido, ou seja, os processos morfodinâmicos se encontram em estado estável.

10.1.4.1. Equilíbrio dinâmico nas praias

Como não existe vegetação nas praias, a determinação do equilíbrio dinâmico nesses compartimentos foi definida com a utilização do programa Meppe.

Numa praia, as forças opositoras seriam a erosão pelo embate das ondas e a deposição, cujo equilíbrio dinâmico é verificado quando a quantidade erodida é a mesma depositada; por isso, esse estado é momentâneo, ou seja, é efêmero em períodos mais curtos de equilíbrio dinâmico e também de não-equilíbrio. Por ser um subsistema de rápida mobilização e servir de filtro aos *inputs* de materia e energia, a praia é o subsistema mais dinâmico do litoral.

Para avaliar o equilíbrio dinâmico nas praias, o Meppe é um instrumento bastante útil, entretanto, a avaliação não coleta dados constantes, pois, em cada variação climática, esse equilíbrio pode ser modificado, mutável em curtos períodos e, por conseguinte, a praia se constitui um filtro de resistência dos eventos extremos e também é o primeiro elemento da paisagem costeira a ser afetado.

O programa Meppe tem boa contribuição para os projetos de planejamento desde que sejam realizados estudos prolongados de validação de resultados e que retratem as situações mais freqüentes com relação a variações climáticas que se refletem nos processos costeiros. Assim, destaca-se que estudos mais aprofundados na dinâmica costeira aliados à utilização do Meppe subsidiariam, de maneira mais adequada, as análises da dinâmica, contribuindo com maior eficiência aos estudos de erosividade nas praias.

Há de se concordar que as trocas de energia e matéria estão sempre ocorrendo em qualquer sistema componente da superfície terrestre e que as entradas e saídas são eventos constantes em qualquer paisagem. O que define o equilíbrio dinâmico e interfere, com maior ou menor grau de intensidade no relevo, seria a localização e a escala de abordagem nos estudos desses sistemas e subsistemas na paisagem. Por essa razão, o que diferencia os sistemas e subsistemas são as suas características naturais mais profundas, que respondem de maneira distinta a essas entradas e saídas de energia e matéria. Portanto, a fragilidade ambiental está diretamente relacionada a essas particularidades naturais de cada sistema.

10.1.5. As medidas de resistência

Na enseada da Fortaleza as medidas de resistência dos materiais do solo seguiram uma certa padronização sem grandes diversidades. Em todos os pontos de todos os trechos foi possível se chegar à extremidade da haste, ou seja, 70 cm. As medidas ficaram em uma média de 20 impactos na enseada da praia Dura. Nas outas enseadas a média dos dados de compactação variaram em torno de 12 impactos.

Com relação à granulometria, todas as amostras da enseada da Fortaleza apresentaram quantidade significativas de silte e argila sobretudo na enseada da praia Dura, que a apresentou em uma das amostras 46% de argila. Isso significa que a contribuição de material continental é significativa, provavelmente pela proximidade da serra do Mar e pelo caráter estreito das planícies costeiras na área.

Na área 2 ou enseada do Guaraú (trecho 5), todos os pontos dos trechos atingiram os 70 cm de haste do penetrômetro com impactos em torno de 28 com algumas exceções de ocorrências extremas de muuito baixa ou muito alta compactação.

A granulometria no Guaraú esteve em torno de 95% de areia total, argila e silte em torno de 5%.

Na área da Enseada de Peruíbe_Itanhaém, a mais numerosa em termos de avaliação de resistência do materiais ao longo da planície costeira. Por ser muito extensa muitos ensaios foram realizados, por isso foi subdividida em trechos. No trecho 1 os impactos variaram de 5 para 15, ocorrendo em alguns pontos contagens que atingiram 60, todos atingiram os 70 impactos.

No trecho 2 a média foi de 20 impactos e a granulometria predominantemente de areias. No trecho 3 média de 8 impactos e todos os pontos atingiram 70 cm, a granulometria seguiu o padrão típico, sedimentos com areia total prevalecendo a areia total, tipicamente areia costeira.

No trecho 4 todos os testes contemplaram a profundidade máxima da haste do penetrometro e a média dos impactos ficaram em torno de 15, a granulometria variou até 8% a presença de argila e silte.

No trecho 6 a média foi 18 impactos, com dados extremos, onde um ponto somente necessitou de um impacto para atingir os 70 cm da haste porque foi localizado na área de grande concentração de argila e silta que apresentaram concentração de areia em torno de 50% de granulometria.

No trecho 7, também todosos pontos atingiram os 70 cm da haste do penetrometro e a medi dos impactos ficou em torno de 20 impactos. A granulometria de uma amostra caracteriza este trecho como sendo típico por apresentar maior parte de composição arenosa.

No treho 8 os dados de compactação atingiram uma média bastante baixa, em torno de 6 impactos porque a área de concentração das amostras esteve sobre as camadas de fragipã, onde a haste não penetrou. A granulometria da amostra apresentou dados de concentração de areia, silte e argila típicos de planícies arenosas, com grande cocentração de areia.

Finalmente se pode concluir que os dados de compactação são muito variados para se estabecer médias simples para comparação. Uma forma mais adequada seria analisar trechos menores com formas semelhantes para se estabelecer comparações mais precisas e que subsidiem os estudos mais específicos de compactação do material.

10.1.6. Fragilidade ambiental

Com relação à fragilidade ambiental nas áreas de estudo, destaca-se que as características peculiares no que tange à resistência e composição dos materiais de cada subsistema morfoescultural foram fatores primordiais para definir o nível de fragilidade de cada subsistema. Essa análise corrobora para a comparação entre a fragilidade ambiental nos litorais norte e sul.

A diversidade de condições da fragilidade entre o litoral norte e sul está diretamente relacionada às variedades de formas e de composição dos materiais em cada região considerada. As planícies litorâneas do norte são geralmente estreitas e têm pequenas variações de relevo, bem como de material sedimentar e de processos. As planícies do litoral sul são bem extensas e têm maior variedade de compartimentos. A exceção encontrada foi a planície do Guaraú, que, por isso, foi a escolhida entre as áreas estudadas.

Para estabelecer uma correlação entre as fragilidades do relevo do litoral norte e sul seria necessário um estudo específico, que comparasse cada compartimento (subsistema) e diferenciasse a resistência e a composição de seus materiais. Sabendo-se de antemão que, no norte, a maior presença de materiais finos pode corroborar para que a

planície costeira seja mais resistente, compactada que no sul, pela possibilidade de proporcionar o crescimento mais rápido da vegetação.

A descoberta da camada fragipã(?) de solo extremamente endurecida possibilitou a mudança de parâmetros para a definição da fragilidade ambiental na planície costeira de Peruíbe. Além disso, por estar em um nível mais elevado da planície, essa constatação confirmou as idéias de Hack (1965) sobre diferenças de resistência dos materiais que sustentam as formas, segundo as quais quanto mais elevado for o subsistema, mais resistente será o material que o compõe, diferenciando-o dos compartimentos do seu entorno. Caso não houvesse a existência dessa camada fragipã(?) toda a área teria sido classificada na categoria de média fragilidade.

Nesse sentido, se associarmos a fragilidade ambiental às variações altimétricas e de resistência dos materiais, acredita-se que quanto mais elevado o subsistema, menos frágil ele será, e o compartimento que estiver em uma situação altimétrica mais elevada na paisagem também será mais estável, porque a sua resistência é maior. A resistência foi medida por meio do penetrômetro e, quanto mais compactado for o material que a compõe, maior será a resistência dos materiais que dão suporte ao modelado e menor será a fragilidade ambiental.

Após essas constatações, algumas questões foram levantadas. Quanto mais baixo, mais frágil é o subsistema, porque a resistência é menor? O que torna o material mais compacto no litoral do estado de São Paulo? Materiais finos, umidade, tráfego, urbanização, resistência, de natureza neotectônica? Considerando a idéia da relação altimetria *versus* resistência *versus* idade *versus* fragilidade, restam ainda mais algumas questões:

A correlação entre os níveis altimétricos e a resistência do solo pode ser a resposta às indagações sobre resistência de materiais, relevo e fragilidade nas planícies costeiras. Quanto mais elevada a formação (a morfoescultura ou subsistema), mais compactada e resistente ela se encontra? Assim, há a idéia de que os relevos mais elevados constituem-se de formações mais resistentes e mantêm-se elevados na paisagem por apresentarem certa resistência aos processos dinâmicos erosivos atuantes. Isso se aplica a uma planície costeira? Quanto mais baixo menos resistente? Isso pode estar associado à maior ou menor quantidade de água disponível, à menor presença de colóides e materiais mais finos que constituem a permanência da umidade local por mais tempo? Pode estar associado ao processo inicial de diagênese pelo processo de transformação físico-química que tem

ocorrido nessa cimentação do ácido húmico com a sua cristalização nos sedimentos? Podem-se considerar algumas formações, como a fragipã(?) e a rocha sedimentar? Algumas dessas perguntas serão respondidas nesta síntese, outras somente poderão ser esclarecidas com estudos mais intensivos e aprofundados.

Os dados de resistência do material adquiridos com o uso do penetrômetro de impacto demonstraram que a resistência à penetração do equipamento varia ao longo da planície, o que está diretamente relacionado ao material e, conseqüentemente, às variações das formas do relevo. Se a altitude das formas estiver intrinsecamente ligada aos materiais, conseqüentemente essas variações das morfoesculturas irão interferir diretamente na sua resistência.

Em Peruíbe, os trechos onde há a camada fragipã(?) e onde o terraço marinho é uma forma do relevo, que está em um nível mais elevado da planície costeira e, são compostos por material mais resistente e podem ser considerados como um exemplo da hipótese apresentada por Hack (1965), que associa a resistência do material à manutenção das formas qe ficam em maior evidência, no caso do terraço que, mesmo em contato direto com o lençol freático, sofrem desgaste imperceptível ou muito lento.

Nas imagens geradas com a aplicação do GPR (ground penetrating radar) que foram obtidas sobre a área de ocorrência de fragipã (?), observaram-se variações das camadas que aparecem mais ou menos espessas ou mais estreitas e em profundidade variada do perfil de solo. A presença dessa camada tem favorecido a manutenção da morfoescultura em estado de equilíbrio dinâmico estável e o relevo mais elevado nesse trecho.

As classificações diferentes entre litoral norte e sul no âmbito da resistência dos materiais bem como pela composição do material sedimentar, nas planícies costeiras ocorrem a despeito das diferenças entre as quantidades de silte e argila encontradas entre o litoral norte e sul. A quantidade desses materiais no litoral sul é menor e isso se deve pala diferença de distancia da serra do Mar em relação ao oceano e as dimensões das planícies. No litoral norte a serra está mais em contato com o oceano e as planícies são menores.

Como a serra do Mar é grande contribuidora de sedimentos finos e, por conseguinte, há maior quantidade de argila e silte nas estreitas planícies costeiras do norte do que nas planícies costeiras do sul, tal como se observa nos gráficos de granulometria. Isso ocorre pelas diferenças de largura dessas planícies e junção imediata à Serra do Mar. Possivelmente os trechos do centro-sul localizados logo abaixo da Serra do Mar não

tenham menor quantidade de sedimentos finos, entretanto as análises realizadas não contemplaram essas áreas.

Todos esses fatores podem influenciar na classificação da fragilidade ambiental na área costeira. Algumas constatações podem ser conclusivas, como a de que a umidade diminui a resistência do solo, desde que aquela seja muito intensa e este seja composto de matéria orgânica e sedimentos muito finos; caso contrário a resistência é maior e a fragilidade, menor. Isso ocorre porque a água interfere, mas não define um padrão de resistência e fragilidade entre as morfoesculturas ou subsistemas na planície costeira. Para ilustrar essa idéia, apresentam-se dois exemplos antagônicos:

a) a intensa umidade das planícies intertidais (mangue), onde há grande concentração de matéria orgânica, argila e silte, classificou-se como de fragilidade alta e resistência baixa; e grande disponibilidade de água.
b) as áreas de fragipã(?), em alguns trechos, que apresentam grande quantidade de água (nível hidrostático), alto teor de matéria orgânica (ácido húmico e fúlvico), mas foram classificadas como de fragilidade baixa face a alta resistência dos materiais.

Sobre a questão de que as diferenças de fragilidade aventadas entre o litoral norte e sul de São Paulo podem estar associadas à proteção de promontórios do embasamento cristalino na primeira região, enquanto, na segunda, as amplas enseadas encontram-se abertas a qualquer variação de correntes e fenômenos climáticos, há que se destacar que os eventos extremos, que antecedem as frentes frias, provocam mudanças no equilíbrio dinâmico das praias, estejam elas localizadas no norte ou no sul. Os promontórios do embasamento cristalino podem auxiliar a proteção das praias, mas somente quando aquele estiver interposto entre os embates das ondas e a praia. Quando as ondas atingem perpendicularmente as praias, estas sofrem mais acentuadamente os processos erosivos, relacionados à intensidade de energia das ondas, sobretudo em período de eventos climáticos extremos, quando as ondas vêm com mais energia e seu embate provoca remobilização dos sedimentos praiais.

Ainda com relação à fragilidade ambiental das praias, observa-se que, mesmo sendo todas as praias consideradas como de fragilidade extrema, supõe-se que é possível ainda fazer distinções e classificá-las em níveis diferenciados de fragilidade entre si. Desse modo, dependendo da direção para onde a abertura da enseada está voltada e do ângulo em

que as ondas as atingem, a praia pode ser classificada como mais ou menos frágil. Se o embate das ondas atinge perpendicularmente certas praias, estas serão mais frágeis do que as demais, que são protegidas por promontórios do embasamento cristalino ou que não são atingidas perpendicularmente.

Nesse sentido, destaca-se que os processos erosivos provocados por eventos extremos, que são fenômenos naturais nas praias e não dependem da interferência humana, a não ser a implantação de construções que modificam a circulação das águas, estão relacionados diretamente à direção para onde as desembocaduras das enseadas estão voltadas.

Com relação à fragilidade ambiental relacionada aos subsistemas geomorfológicos delimitados nas áreas costeiras, podemos nos basear nas idéias de Bunsden & Thornes (1979) para criar o modelo em que o relevo costeiro pode ser dividido em dois fatores de propensão a mudanças:

a) subsistemas de fragilidade intensa – são de grande sensibilidade aos impulsos de mudança, com a transição rápida a outros estados, filtros de mudanças repentinas e de *inputs*, pela variação do clima e do nível do mar; entre eles, estão os canais fluviais e, com eles, as planícies fluviais, e planícies intertidais, e praias; apresentam equilíbrio dinâmico efêmero, instável.
b) subsistemas resistentes de fragilidade não intensa – por ser mais afastados das áreas de embate direto de *inputs*, são mais resistentes a variações repentinas; sofrem mudanças em longos períodos e apresentam equilíbrio dinâmico estável.

No que concerne à fragilidade ambiental na região litorânea, há de se estabelecer uma correlação com as definições de Brunsden & Thornes (1979), que consideram as planícies intertidais, as planícies fluviais e as praias como subsistemas de resposta rápida na área de estudo. Os subsistemas de resposta lenta estariam associados às formas de relevo mais elevadas, onde *inputs* e *outputs* de matéria e energia são menos intensos, formas estas correspondentes aos terraços marinhos mais elevados, bem como às formações destacadas no relevo em termos altimétricos e mais distantes dos *inputs* diretos, tal como as variações do nível do mar, seja em forma de ondas, seja em níveis de marés.

A determinação da fragilidade ambiental seguiu a ordem taxonômica elaborada nesta tese para os mapas geomorfológicos. Assim, apresenta-se aqui a relação entre o

equilíbrio dinâmico e a classificação da fragilidade ambiental nos macrocompartimentos definidos: a serra, as planícies costeiras, as praias e a plataforma continental adjacente.

Na Serra do Mar, como já explicitado antes, a determinação da fragilidade ambiental é fortemente condicionada pela declividade, conforme a aplicação da metodologia de Ross (1992, 1994, 2007). Dessa forma, o equilíbrio dinâmico nesta área não exerce muita influência na determinação da fragilidade ambiental, porque a questão da declividade do relevo é condição *sine qua non* na definição da fragilidade em áreas com declividades acentuadas. Nessas áreas, a estabilidade do material (o equilíbrio dinâmico) é temporária e, mesmo em locais com cobertura vegetal em estágio avançado, podem ocorrer escorregamentos/deslizamentos. Portanto, ainda que esses setores do relevo estejam em equilíbrio dinâmico, este está vinculado à manutenção das trocas de energia e matéria na atmosfera no âmbito dos processos pedogenéticos e morfogenéticos.

Na escarpa da Serra do Mar, mesmo sabendo que há certa diferença de resistências entre a área do norte (enseada da Fortaleza) e as áreas do sul (enseada Peruíbe-Itanhaém e Guaraú) optou-se por não apresentar diferenças na classificação de fragilidade, até porque a área da serra não foi o objeto principal dessa pesquisa. Entretanto, medidas de resistências dos materiais da Serra do Mar nos dois litorais poderiam contribuir para a definição da fragilidade em termos de resistência do material aos impactos, possibilitando uma correlação declividade *versus* resistência desses materiais entre o litoral norte e o sul.

Enquanto isso, algumas correlações podem ser previamente estabelecidas, já que a serra faz parte do litoral. Na área serrana, mesmo que a cobertura vegetal esteja bem estabelecida e desenvolvida, o equilíbrio dinâmico estará no seu limiar (*threshold*), sobretudo se esse relevo estiver em áreas de declive acentuado, que pode determinar o rompimento do estado de equilíbrio dinâmico. Dessa forma, consideram-se as áreas de declividade acentuada como em estado de equilíbrio dinâmico limiar, porque a menor magnitude e a freqüência de qualquer *input* que ocorra poderá rompê-lo.

No âmbito da composição dos materiais que sustentam o relevo e nas idéias de Hack sobre a estrutura e resistência dos materiais que compõem a paisagem, a fragilidade ambiental estaria muito mais relacionada às respostas dos subsistemas por meio das medidas de resistências dos materiais aos *inputs* de energia. Com o uso do penetrômetro, uma parte significativa dessa resistência pode ser medida.

10.2. Conclusões

Esta pesquisa teve como objetivo geral a aplicação da abordagem sistêmica, da teoria do equilíbrio dinâmico e da proposta de fragilidade ambiental para analisar as diferenças geomorfológicas em três áreas amostrais ao longo do litoral do estado de São Paulo e definir categorias de fragilidade ambiental nas planícies costeiras.

Com o objetivo de apreender sobre as variações geomorfológicas no litoral, estabeleceu-se por meio do mapeamento uma taxonomia geomorfológica da área costeira, para facilitar e subsidiar as análises da fragilidade ambiental no litoral do estado de São Paulo, com enfoque nas características geomorfológicas das planícies costeiras. Neste aspecto retoma-se o caráter geomorfológico deste estudo no qual as formas, os materiais e processos analisados evidenciam a importância do estudo do relevo nas pesquisas direcionadas aos aspectos da natureza.

Como forma de melhor atender ao escopo do trabalho e representar as características desse litoral, que apresenta variação de formas e processos geomorfológicos, buscaram-se nas áreas amostrais que melhor representassem essas diversidades no litoral de São Paulo. Para tanto, foram escolhidas três áreas amostrais: a enseada da Fortaleza no litoral recortado do norte do Estado, a enseada do Guaraú, no litoral sul, e a Enseada de Peruíbe-Itanhaém, no litoral centro-sul.

As três áreas amostrais foram adequadas para representar as formas resultantes dos processos pretéritos e atuais, assim como para estabelecer parâmetros de reconhecimento das diversidades de fragilidade ambiental associadas as formas do relevo da planície costeira. Tendo em vista os objetivos propostos nesta tese e analisando os resultados obtidos, podem-se fazer as considerações que passaremos a apresentar.

As bases teóricas e metodológicas, referidas nos capítulos 1 a 3, bem como os métodos e técnicas descritos, no capítulo 5, foram essenciais para a obtenção e geração de informações que auxiliaram na caracterização e análise das áreas de estudo. Esses métodos e técnicas foram coerentes para a abordagem proposta nesta tese, uma vez que possibilitaram a comprovação das hipóteses e, com isso, o alcance de seus objetivos.

A proposta metodológica baseada nas abordagens sistêmica e do equilíbrio dinâmico, bem como na proposta de fragilidade ambiental, foi adequada aos objetivos da pesquisa, possibilitou analisarem, de forma integrada, os componentes da paisagem; destacaram-se as características particulares de cada uma e a relação entre elas, bem como

se apreendeu sobre as respectivas peculiaridades que resultam nas suas fragilidades ambientais.

Retoma-se a concepção dos sistemas abertos, nos quais as trocas de energia e matéria do estrato geográfico foram fundamentais para o entendimento dos processos que ocorrem em uma geotextura, morfoestrutura e morfoesculturas, ou como aqui denominamos, sistemas e subsistemas. A abordagem sistêmica foi suporte teórico importante no sentido de fundamentar as idéias relativas de integração e para a compreensão das dinâmicas de *inputs* e *outputs* de energia e matéria dos sistemas abertos, controlados ou não, que regem a paisagem de forma integrada que determinam a gênese dos sistemas e subsistemas geomorfológicos nas áreas estudadas.

O enfoque equilíbrio dinâmico favoreceu a fundamentação dos princípios para os quais essa teoria foi elaborada e permitiu, assim, aplicação com enfoque geomorfológico, estabelecer categorias de fragilidade ambiental, bem como ensaiar aplicabilidades da teoria, sempre com o intuito de contribuir para o desenvolvimento da análise geomorfológica e para explicitar a sua importância nos estudos que envolvem a geografia física como subsídios ao planejamento ambiental.

A metodologia da fragilidade ambiental, no que corresponde à geomorfologia aplicada, foi importante para o estabelecimento de suas categorias nos diversos compartimentos do relevo distinguidos ao longo das áreas de estudo por meio do mapeamnto geomorfológico com a contribuição das teorias anteriormente explicitadas. Os diferentes compartimentos ou subsistemas geomorfológicos ao longo das planícies costeiras representam diferenças de fragilidade e potencialidades ambientais.

Os métodos de análises foram importantes para este estudo, assim como serão para estudos futuros que visem à análise integrada dos ambientes, bem como à determinação da suscetibilidade ambiental de cada área e de cada sistema e subsistema do relevo, além da definição de parâmetros de aplicabilidade desses métodos de análise com suporte geomorfológico.

Apesar de esta tese estar sendo concluída, algumas questões persistem e apontam para uma possível continuação deste estudo que a gerou: destacam-se algumas perguntas e conjecturas: existem diferenças de fragilidade entre as planícies costeiras do litoral norte (em enseadas recortadas) e as do litoral (sul enseada retilínea). Como demonstrá-las: por meio da resistência; da existência de terraços em níveis altimétricos distintos? pela proximidade com a Serra do Mar? Pelos tipos de materiais que compõem as planícies? do

nível de umidade[17]? Os processos costeiros influenciam na definição da fragilidade ambiental[18]? As áreas de ocorrência do fragipã(?) contraria todas as hipóteses aventadas, pois, embora seja composta de areias finas e muito finas, mesmo secas ou úmidas são contínua e extremamente compactadas (ou endurecidas) e, portanto, pouco frágil aos processos erosivos.

A fim de resumir o que ocorre nos subsistemas geomorfológicos das áreas estudadas em termos de dinâmica e definidas pelos estados de equilíbrio dinâmico, elaborou-se um fluxograma em que os estados equilíbrio dinâmico (estável) e não-equilíbrio (instável) são fruto da combinação de duas variáveis, ou seja, a variação do nível altimétrico e as diferenças de resistência dos materiais que determinam a fragilidade no âmbito geomorfológico. Figura 131.

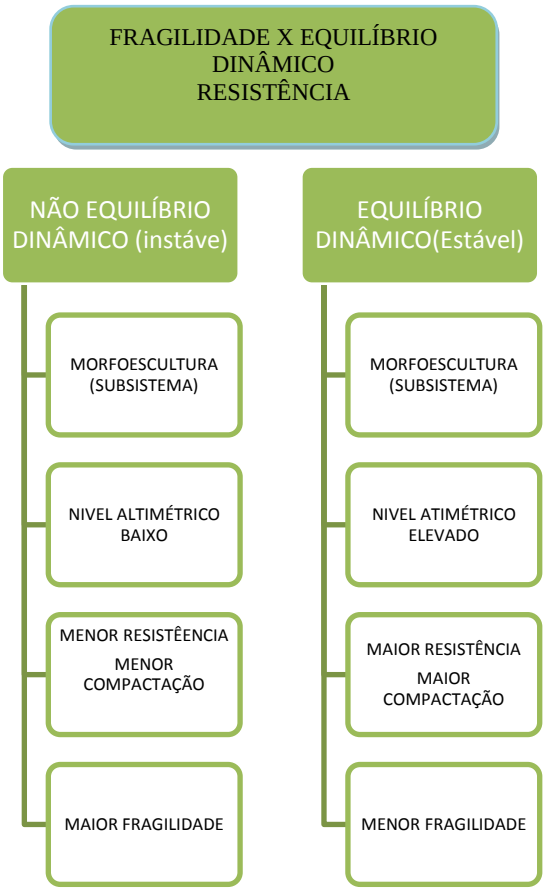


Figura 131. Fluxograma de representação da relação entre equilíbrio dinâmico e fragilidade ambiental
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

[17] Não somente desta, mas, principalmente, da composição do material – areia úmida tem alta resistência; areia seca equipara-se a uma área muito úmida com sedimentos finos e matéria orgânica, ou seja, tem baixíssima ou nenhuma resistência; já subsistemas com sedimentos finos podem apresentar alta resistência.
[18] Nas praias, principalmente pela dinâmica intensa, mas também nas planícies intertidais e fluviais, pelos níveis variáveis de maré.

O fluxograma de representação da relação entre equilíbrio dinâmico inspirado no modelo de Hack e fragilidade ambiental explicita a seqüência da descrição do relevo em equilíbrio e não-equilíbrio dinâmico a partir das formas (morfoesculturas ou subsistemas), seguindo para níveis altimétricos para a resistência dos materiais, pela compactação e por fim a determinação da maior ou menor fragilidade ambiental.

O equilíbrio dinâmico, conforme Hack, para quem a resistência dos materiais que compõem as formas auxiliou na determinação da fragilidade ambiental, porque é a intensidade da resistência desses materiais como limiar que define o grau de magnitude e freqüência das forças de *input* de energia que promovem a evolução dessas formas do relevo.

Algumas considerações críticas devem ser feitas com relação ao equilíbrio dinâmico obtido a partir da fitoestasia (contexto ecogeográfico) proposta por Tricart (1977): a primeira é que a delimitação do grau de equilíbrio dinâmico não é suficiente para a determinação da fragilidade ambiental dos subsistemas geomorfológicos, pois aquela define somente se os processos de morfogênese e pedogênese mais epidérmicos (superficiais) estão equilibrados ou em estado estável no desenvolvimento das formas sem preocupar-se comos tipos de materiais; a segunda é que essa análise não define o limiar de alteração decorrente dos processos exógenos, bem como do conjunto dos materiais não pedogenizados. Entretanto, para a geomorfologia aplicada destaca-se que quando se tem um mapa de vegetação, onde a cobertura vegetal estiver em seu estágio avançado e comprovado pelas observações de campo, que os processos de morfogênese e pedogênese do relevo que está sob essa vegetação enocontra-se em equilíbrio dinâmico na concepção proposta por Tricart, onde a fitoestasia mantém esse estado estável.

Entende-se, portanto em contraposição à proposta de Tricart (*op cit*), consideramos que mesmo com a retirada da cobertura vegetal, o equilíbrio dinâmico das formas depende da resistência do material que as sustentam. Assim, nas formas do relevo, a composição do substrato é que define se o *input* de certa magnitude e freqüência romperá esse equilíbrio e, portanto, determina, de maneira mais significativa, as fragilidades ambientais nos subsistemas geomorfológicos definidos, *a priori*, pelas formas, muito embora algumas tipologias de formas podem ser indicativas dos tipos de materiais que as sustentam.

Para representar as etapas seguidas nesta tese, com enfoque para a classificação de fragilidade ambiental no litoral, elaborou-se um fluxograma das abordagens que serviram de alicerce para a evolução deste estudo:

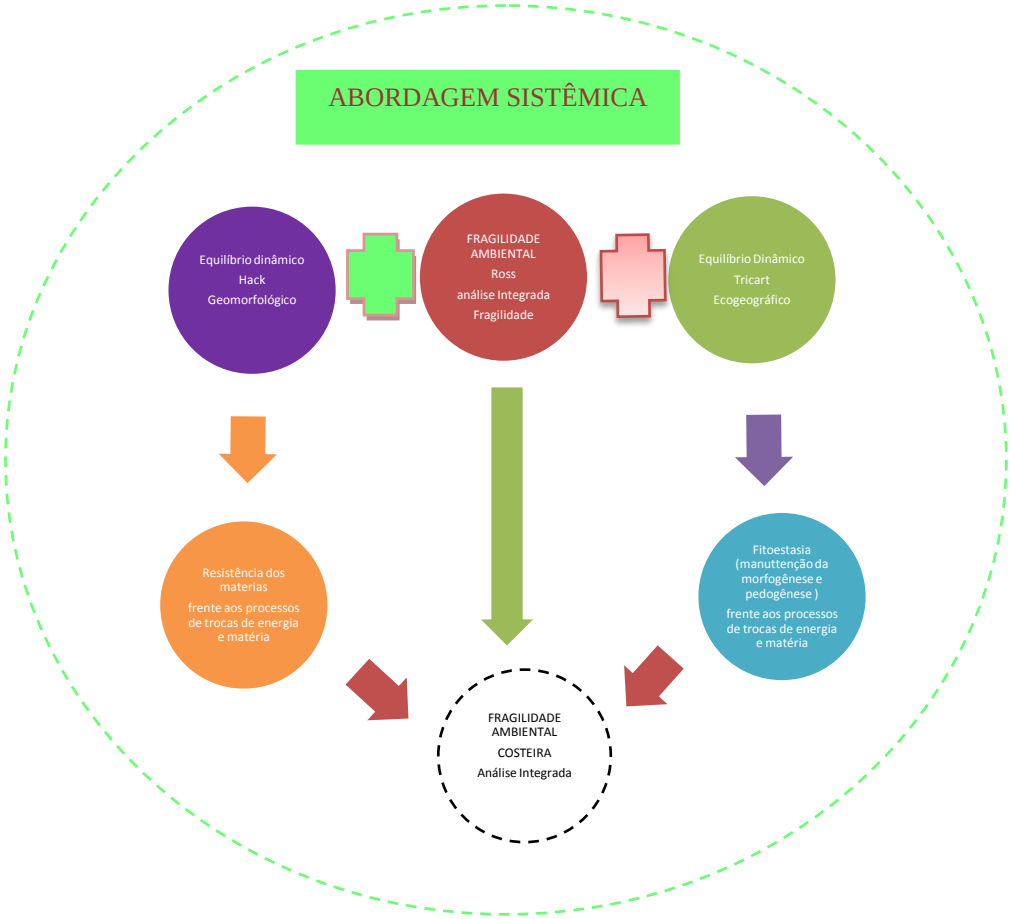


Figura 132. Fluxograma da relação fragilidade *versus* equilíbrio dinâmico
Elaboração e organização: Matos Fierz (2008).

A figura 132 sintetiza, esquematicamente, a seqüência da fundamentação teórico-metodológica seguida nas etapas de elaboração da tese, em que se partiu do contexto geral da abordagem sistêmica. Aqui, abre-se um parêntese para explicar porque se optou pela abordagem sistêmica e não pela teoria geral dos sistemas (TGS): simplesmente porque a aquela é anterior a esta. Como explicado antes, desde os tempos mais remotos, a visão sistêmica já era aplicada pelos grandes filósofos e, posteriormente, pelos naturalistas. A abordagem foi, bem mais tarde, sistematizada por Bertalanffy e adaptada para os estudos que envolvem o ambiente natural. A outra abordagem, a do equilíbrio dinâmico, também concebida anteriormente à criação da teoria, que se tornou de importante enfoque na

geomorfologia após ter sido sistematizada por Hack (enfoque geomorfológico). Ambas as teorias foram utilizadas na ecodinâmica por Tricart, na qual os processos de transformação do relevo (morfogênese) e do solo (pedogênese) pelas trocas de energia e matéria são os principais elementos envolvidos na definição das unidades ecodinâmicas. Já a abordagem da fragilidade ambiental, concebida por Ross (enfoque da análise ambiental integrado), envolve a atuação do ser humano como principal agente de transformação do ambiente natural interferindo na paisagem de acordo com as suas necessidades.

Recordando que fragilidade ambiental, nos termos deste estudo, está diretamente ligada à tipologia de forma do reelvo costeiro e da resistência dos materiais que compõem os sistemas aos *inputs* de magnitude e freqüência, aos quais resistem até o seu limiar de transformação, ou seja, aos processos que envolvem mudanças repentinas de *inputs* e *outputs*, sejam por processos naturais ou decorrentes de atuação humana. Esse limiar é uma incógnita que poderá ser buscada em estudos futuros com detalhamento maior sobre os *inputs* de energia que cada subsistema está propenso a receber até que se modifique. Sabe-se de antemão que estes podem ser classificados em dois tipos: os de rápida transformação, que estão diretamente na interface da entrada dos *inputs* de energia, e os de transformação lenta, que se encontram protegidos pelos subsistemas de transformação rápida, os quais servem de filtros aos *inputs* mais dinâmicos.

Diante do exposto, é possível concluir que as influências dos processos endógenos nas áreas costeiras foram os condicionantes iniciais da sua formação e que, em conjunto, com os processos exógenos caracterizaram a gênese dos materiais que formam hoje as áreas costeiras. O retrabalhamento desses materiais pelos processos erosivos e deposicionais forma os subsistemas característicos das planícies costeiras.

Destaca-se ainda que as atividades humanas como parte dos processos exógenos contribuem para a intensificação das fragilidades ambientais. No entanto, considera-se que fragilidade ambiental pode estar mais diretamente relacionada aos processos decorrentes da atuação antrópica do que da sua ação direta porque a ação antrópica direta é incisiva e ultrapassa as barreiras de resistência dos materiais, como exemplo, as áreas de fragipã (?) que constituem área de mineração de areia e também possuem área urbana sobre elas. Portanto, há certa dificuldade em se atribuir referências de fragilidade ambiental frente à atuação antrópica direta.

Esses subsistemas podem ser analisados de diversas formas, com base em diferentes teorias. Neste trabalho nos propomos a utilizar a abordagem sistêmica, concepção mais ampla, que possibilitou o entendimento do funcionamento da natureza em relação à interatividade e interdependência das componentes na relação dinâmica dos processos endógenos e exógenos da litosfera (relevo, solo, rochas), interface litosfera-atmosfera (climas), hidrosfera (águas) e biosfera (vegetais e animais, inclusive o ser humano). Outra abordagem utilizada neste trabalho, a teoria do equilíbrio dinâmico, é uma concepção aplicada diretamente aos aspectos da funcionalidade, gênese e dinâmica da litosfera e, de modo particular, do relevo.

Cada base teórico-metodológica forneceu conceitos e parâmetros para análises diversas da paisagem, bem como para classificar a fragilidade por meio da análise integrada das componentes para analisar a resistência dos materiais. Esses materiais apresentam-se de formas distintas na natureza e são paulatinamente condicionados aos processos morfogenéticos e pedogenéticos das áreas costeiras. Esses materiais sofrem também a interferência dos processos exógenos, caracterizados pelas diferenças de temperatura, umidade, pressão, enfim, efeitos causados pelas variações climáticas, que influenciam as formações genéticas pelas diferenças dos processos erosivos e deposicionais, por erosão mecânica, que provoca o arrasto de material sedimentar, ou química, que pode ser causada pela reação entre a água e os elementos constitutivos dos diversos tipos de relevo e dos materiais que formam a paisagem. Incluem-se também as atividades antrópicas como intensificadoras dos processos exógenos que atuam como modeladores da paisagem costeira.

Para fechar a conclusão desta tese, recorre-se às palavras de Abreu (1983), que certa forma, resumem o que esse trabalho representa no âmbito da pesquisa geográfica-geomorfológica.

> A partir da aceitação das premissas que identificam o relevo em um contexto geográfico e que forneceram os subsídios para se fundamentar a busca da essência das formas assim ancoradas, através da oposição das forças que as originaram e, de outro lado, da definição de um critério de agrupamento espacial dos relevos produzidos tanto através da oposição de forças endógenas-exógenas, quanto da oposição altas-baixas vertentes. É evidente que este critério duplo representa um esforço destinado a simplificar para facilitar a classificação, na medida em que a gênese das formas inclui estes aspectos em um mesmo sistema de produção. Assim quando se considera a forma como resultado da oposição dialética entre forças internas e externas, já se assimilou o papel da gravidade e o segundo critério é, em boa parte,

> instrumental no contexto da análise, implicando na localização espacial das formas originadas e dos processos intervenientes. Isto se justifica, porém, face às propriedades que o relevo assumirá, tanto do ponto de vista geoecológico como sócio-reprodutor e de resistência da composição das formas e que se diferenciará sensivelmente segundo sua posição em relação à geometria de forças que se opõem no sistema onde divisor-talvegue definem limites entre origem e fim relativo de fluxos de energia e matéria.

Na esperança de ter contribuído ao menos para a divulgação das teorias descritas e aplicadas neste texto, de modo bastante simplificado, intensiona-se dar seqüência às diversas frentes apontadas neste estudo. Análises mais aprofundadas podem derivar deste ensaio, que foi elaborado em escala de abrangência mais generalizada, mas que se abre para diversas formas de análises e pesquisas específicas de caráter pontual do litoral do estado de São Paulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. "A geomorfologia do estado de São Paulo" In **Aspectos geográficos da terra bandeirante**. Rio de Janeiro: IBGE, 1954, p. 1- 97.

_____. "Contribuição à geomorfologia do litoral paulista". **Revista Brasileira de Geografia**. São Paulo, ano XVII, n. 1, p. 3-37, 1955.

_____. "A Serra do Mar e o litoral de Santos". **Notícia Geomorfológica**. Campinas, n. 5 (9/10), p. 70-7, 1962.

_____. "Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário". **Geomorfologia**, n. 18. São Paulo: Igeog/USP, p. 1-23, 1969.

_____. "Potencialidades paisagísticas brasileiras". **Geomorfologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, n. 55, 1977.

_____. "O Ribeira de Iguape: uma setorização endereçada ao planejamento regional". **Boletim Técnico Sudelpa**. São Paulo, n. 15, 1985, p. 3-17.

ABSHER, T. M. **Aspectos oceanográficos e malacofauna bêntica da enseada das Palmas, Ilha Anchieta**. 1982. 110 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ABREU, Adilson Avansi de. **Análise geomorfológica**: reflexão e aplicação uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo no Planalto de Diamantina. 1982. 296 f. Tese (Livre-docência). FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. "A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica". **Revista IG**. São Paulo, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, jan./dez., 1983.

ALMEIDA, F. F. M. de. "Fundamentos geológicos do relevo paulista". **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**. São Paulo, (41):169-263, 1964a.

_____. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico,1964b. 110 p. (Série Teses e Monografias, 14).

_____. "The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil". **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, n. 48, p. 15-26, 1976 (suplemento).

_____. **Tectônica da bacia do Paraná, no Brasil**. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A, 1980. 187 p. (Relatório 14.091).

_____. "Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana". **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, 13 (3), p. 139-58, 1983.

_____. "Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil". **Revista Brasileira de Geologia**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.

_____ & BARBOSA, O. **Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1953. (Boletim 143).

_____ *et al* . "Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná". In **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, 31. Camboriú: SBG, v. 5, p. 2.799-2.812, 1980.

_____ & CARNEIRO, C. D. R. "Origem e evolução da Serra do Mar". **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, 28 (2), p. 135-50, 1998.

AMARAL, G. *et al*. "Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil". **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 31, p. 117-142, 1967.

ANDRADE, R. C. B.; PATCHINEELAM, S. R. "Especiação de metais-traço em sedimentos de florestas de manguezais com avicennia e rhizophora". **Química Nova**, Brasil, v. 23, n. 6, p. 733-736, 2000.

ANGULO, R. J. & LESSA, G. C. "The Brasilian sea-level curves: a critical review with enphasis on trecurves fron Paranaguá and Cananeia regions". **Marine Geology**, 140, p. 141-166, 1997.

_____ & SUGUIO, K. "Re-evaluation of the Holocene sea-level maxime for the state of Paraná, Brasil". **Palaeogeography, Palaeoclimatic, Palaeoecology**, 113, p. 385-393, 1995.

ASMUS, H. E. & FERRARI, A. L. "Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil". In **Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1978, p. 75-88.

ALVES, R. **Filosofia da ciência – Introdução ao jogo e as suas regras**. Leituras Filosóficas, Loyola, 2000. 221 p.

ANGULO, J. & LESSA, G. C. "The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranguá and Cananéia regions". **Marine Geology**. Amsterdam, v. 140, p. 141-166, 1997.

ARAÚJO, R. N. de. **O cálculo do transporte de sedimentos litorâneo**: estudo de caso das praias de Suarão e Cibratel, município de Itanhaém. 2000. 130 f. Monografia (Mestrado em Engenharia Civil: Hidráulica). Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

AZEVEDO, A. **A Baixada Santista – Aspectos geográficos**. São Paulo: Edusp, 1965. 4 v.

BERTALANFFY, L. **Teoria geral dos sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1975.

BERTRAND, G. "Le paysage entre la nature et la société". **Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest**. Toulouse, v. 49, n. 2, p. 239-258, 1968.

_____. "Paisagem e geografia física global: esboço metodológico". **Caderno de Ciências da Terra.** São Paulo, n. 13, 1971. 27 p.

_____. **Uma geografia transversal de travessias – O ambiente através do território e das temporalidades**. Toulouse, Universitè de Toulouse-Le Mirail, 2007.

BEROUTCHACHVILI, N.; BERTRAND, G. "Le géosystème ou 'système territorial naturel'". **Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest.** Toulouse, v. 49, n. 2, p. 167-180, 1978.

BIGARELLA, J. J. "The Barreiras Group in northeastern Brasil". **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 47, p. 365-392, 1957 (Supl.).

_____. "Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método carbono 14". **Paleoclimas**. São Paulo, 1971, vol. 1, 1971. 22 p.

BIRD, E. **Coastal geomorphology an introduction**. New York: John Wiley & Sons, 2003.

BLACK, Charles Allen. **Methods of soil analysis**: physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Part 2. Chemical and microbiological properties. Madison: American Society of Agronomy, 1965. 2 v. 1.357 p.

BONETTI FILHO, Jarbas. **Transporte de sedimentos por suspensão nas proximidades da barra de Cananéia**. 1995. 1.260 f. Monografia (Mestrado em Oceanografia Física). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2 v.

BRANCO, Samuel Murgel. **Ecossistêmica – Uma abordagem integrada dos problemas do meio ambiente**. São Paulo: Edgard Blücher, 1989.

BRUNSDEN, D. & THORNES, J. B. **Landscape sensitivity and change. Transactions of the Institute of British Geographers**, n. 4, 40, p. 463-484, 1979.

BULL, W. "Landforms that that do not tend toward a steady state". **In** MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (Org.).**Theories of landform development**. Bringhampton, State University of New York, 1975, p. 111-128.

CAMARGO, O. A. *et al*. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas, Instituto Agronômico, 1986. 94 p. (Boletim Técnico, 106.)

CAPEL, Horacio. "Positivismo y antipositivismo en la ciencia geográfica. El ejemplo de la geomorfología (Ponencia I Congreso de Teoría y Metodología de las Ciencias, Universidad de Oviedo 12-16 abril 1982)" In **Actas del Congreso de Teoría y Metodología de las Ciencias**. Oviedo: Universidad de Oviedo, 1983. (Reproducido en Geo Crítica, Universidad de Barcelona, n. 43, 1983, p. 1-56. (A).)

CASSETI, Valter. **Estudo dos efeitos morfodinâmicos pluviais no planalto de Goiânia: uma análise quantitativa de resultados experimentais**. 1989. 138 p. Tese (Doutorado em Geografia Física: Geomorfologia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: Ed. da UFG, 1994.

CASTRO FILHO, B. M de. **Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo**. 1996. 248 p. Tese (Livre Docência em Oceanografia:

Oceanografia Física). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____ *et al*. **Condições oceanográficas do canal da Bertioga – Relatório técnico final**. – São Paulo: Fundespa, 2001.

CHOLLEY, André. "Morfologia estructural y morfologia climatica". In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Aliança, 1982, p. 372-76.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1974.

_____. "As tendências atuais da geomorfologia". **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 17, n. 33, p. 35-91, jun. 1977.

_____. **Análise de sistemas em geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979, 106 p.

_____. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Bliicher, 1980, p. 159-76.

_____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo, Edgard Blücher, 1981. 313 p.

_____. "Significância da teoria de sistemas em geografia física". **Boletim de Geografia Teorética**. Rio Claro, v. 16-17, n. 31-34, p. 119-128, 1986-1987.

_____. "A geografia física no estudo das mudanças ambientais". In BECKER, B. *et al* (Org.) **Geografia e meio ambiente no Brasil**. São Paulo: Hucitec, 1995, p. 334-345.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo. Edgard Bücher. 1998. 235 p.

CHORLEY, R. J. "Geomorphology and general systems theory**". U. S. Geology Survey Prof. Paper** (500-b), p. 1-10, 1962.

_____. Handling **Geographic Information. Report of the Committee of Enquiry chaired by Lord Chorley**. London: Department of Environment, 1987.

_____ & HAGGETT, P. **Trends-surface mapping in geographical research. Transactions of the Institute of British Geographers,** 37, p. 47-67, 1965.

_____ & KENNEDY, B. A. **Physical geography – A systems approach**. London: Prentice Hall International, 1971.

COLÂNGELO, A. C. “Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertente”. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: FFLCH/USP, n. 9, p. 13, 1995.

COOKE, R. U; DOORNKAMP, J. C. **Geomorphology in environmental management, a new introduction**. Oxford: Clarendon Press, 1990.

CRUZ, O. **A Serra do Mar e o litoral na área de caraguatatuba, contribuição a geomorfologia tropical litorânea**. São Paulo: Instituto de Geografia/USP, n. 11, 1974 (Série Teses e Monografias).

_____. “Alguns conhecimentos básicos para fotointerpretação”. **Aerofotogeografia**. São Paulo, n. 25, 1981.

_____. “A compartimentação topo-morfológica no litoral norte do estado de São Paulo e a localização em fotografias aéreas”. **Revista de Pré-História**. São Paulo: Universidade de São Paulo, v. VI, 1984.

_____. “A geografia física, o geossistema, a paisagem e os estudos dos processos geomórficos”. **Boletim de Geografia Teorética**, Rio Claro, v. 15, n. 29-30, p. 53-62, 1985.

_____. “A Serra do Mar e a preservação de suas vertentes”. Revista Orientação. São Paulo: Universidade de São Paulo, n. 7 (39), 1986.

_____. **A Ilha de Santa Catarina e o continente próximo, um estudo de geomorfologia costeira**. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1998. 223 p.

DAEE. Disponível em: <http://www.daee.sp.gov.br>. Acesso em: 16 jul. 2007.

DANIELS, R. B. & HAMMER, R. D. **Soil geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1992.

DAVIES, J. L. **Geographical variation in costal development.** London, Longman, 1972.

DAVIS, W. M. **The geographical cycle**. London, 1899.

_____. **The progress of geography in the schools**. First Yearbook of the National Society for the Scientific Study of Education, part 2, p. 7-49, 1902. (Reprinted in

Davis, W. N. **Geographical essays.** Boston/New York: Ginn and Company/Dover, 1909.)

_____. **Geographical essays**. Boston: Ginn and Co, 1909. 777 p.

DEAN, R. G. **Equilibrium beach profiles**: US Atlantic and Gulf coasts. Newark: Department of Civil Engineering/Ocean Engineering Report, n. 12, University of Delaware, 1977.

_____. "Equilibrium beach profiles: characteristics and applications". **Journal of Coastal Research**. USA, v. 7, p. 53-84, 1991.

_____ & HEALY, T. R.; DOMMERHOLT, A. P. **A "blind-folded" test of equilibrium beach profile concepts with New Zealand data**. Marine Geology USA, v. 109, p. 253-266, 1992.

DE BIASI, M. A. "Carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção". **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo, n. 6, p. 45-60, 1992.

DEFFONTAINES, J. P. "Analyse du paysage et étude régionale des systèmes de production agricole". Economie Rurale, n. 98, p. 3-13, 1973.

DELPOUX, M. **Ecossistema e paisagem**. São Paulo, n. 13, 1974, p. 01-23. (Série Métodos em Questão.)

DIAS, J. L. "Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar aptiano da margem leste brasileira". **Boletim Geociências**. Rio de Janeiro: Petrobrás, v. 13, n. 1, p. 7-25, nov. 2004/maio 2005.

DOLFUSS, Olivier. **A análise geográfica**. São Paulo: Difusão Européia do Livro, 1973.

DOMINGUEZ, J. M. L. & BITTENCOURT, A. C. S. P. "Sea-level and quaternary evolution of river mouthassociated beach-ridge plain along the east-southeast brazilian coast: a summary". In: DOMINGUEZ, J. M. L. **Bruun's rule and the stratigraphic record of sandstone shoreline sequence (abstract)**. Raleigh: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1987, p. 29.

_____ *et al*. “Evolução paleográfica do delta do Rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influencia das variações do nível do mar”. In Atlas do Simpósio do Quaternário no Brasil, 41.982, p. 69-92, 1983. (Anais.)

_____ & _____. “Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (proxies)”. **Revista Brasileira de Geociências,** 24 (1), p. 3-12, 1994.

_____; _____. & MARTIN, L. “Papel da deriva litorânea dos sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associados às desembocaduras dos Rios São Francisco (SEAL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ)”. **Revista Brasileira de Geologia**, 13 (2), p. 98-105, 1983.

_____ *et al*. “O Quaternário costeiro do estado de Sergipe”. In **Congresso Brasileiro de Geologia 32**. Salvador, 1982. (Resumos e Breves Comunicações. Boletim n. 2, Salvador: SBG).

_____ *et al*. “Mapa do Quaternário costeiro”.In **Mapa geológico do estado de Sergipe**. Brasília: DNPM, 1983. Escala 1:250.000.

_____ *et al*. “Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil)”. **Simpósio Internacional sobre a Evolução Costeira no Quaternário**. São Paulo 1979, p. 232-253. (Atas.)

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1999. 412 p.

EMERY, K. O. & UCHUPI, E. **The geology of the Atlantic Ocean**. New York: Springer-Verlag, 1984. 925 p.

EMILSON, I.. “The shelf and coastal waters off Southern Brazil”. **Boletim do Instituto Oceanográfico da USP**. São Paulo: Universidade de São Paulo: 11(2), p. 101–12, 1961.

FAIRBRIDGE, R. W. "Eustatic changes in sea level”. **Physics and Chemistry of the Earth**, Oxford: Pergamon Press, v. 4, p. 99-185, 1961.

_____. “The estuary: its definition and geodynamic cicle”. In OLAUSSON, E. & CATO, I. (Ed.). **Chemistry and biogeochemistry of estuaries**. New York: Wiley Interscience, p. 1-35, 1980.

_____ & O. A. Krebs. “Sea level and the southern oscillation”. **Geophysical Journal, Royal Astron. Proceedings**, v. 6, n. 4, p. 532-545, 1962.

FLEXOR, J. M. “The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil”. In **International Symposium n Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo, 1979, p. 232-253. (Anais.)

_____ *et al* . “Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira”. In **Simpósio sobre Restingas Brasileiras**. Niterói: CEUFF/Universidade Federal Fluminense, 1984, p. 35-45. (Anais.)

FREIRE, G. S. S. **Estude hydrogique et sedimentoligique de l’estuaire du rio Pacoti (Fortaleza-Ceará - Brasil).** 1989. 285 p. These (Doctorat). Universie de Nantes, Faculte des Sciences et des Techniques, Nantes.

FORMAN, R. T. T. **Land mosaics**: the ecology of landscapes and regions. New York: Cambridge University Press, 1995. 632 p.

FÚLFARO, V. J. **A evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo “trend surface analysis”**. São Carlos: Escola de Engenharia de São Carlos, v. 14, 1971, p.1-112.

_____.; BANDEIRA Jr., A. N.; FRANÇA, A. B. 1982. “Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná”. **Revista Brasileira de Geociências**, 9 (1), p. 1-16.

_____ & PONÇANO, W. L. “Recent tectonic features in the Serra do Mar region, state of São Paulo, Brazil and its importance to Engineering Geology”. In **International Congress of the I.A.E.G., 2**. São Paulo, ABGE, 1: II-7.1-II-7.7, 1974.

_____ & _____. “Sedimentação atual do estuário e Baía de Santos: um modelo geológico aplicado a projetos de expansão portuária”. **1º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**, n. 2, p. 67-90, 1976.

_____ & SUGUIO, K. “Vertical movementes in continental southern Brazil during the Cenozoic”. In: MÖRNER, N.A. (ed.). *Earth theology, isostasy and eustasy*. New York: John Wiley & Sons, 1980, p. 419-25.

GANDOLFO, O. C. B. *et al*. “Estratigrafia da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR”. **Revista Brasileira de Geofísica**. São Paulo, v. 19, n. 3, p.1-22, set./dez., 2001.

GARDINER, V.; DACKOMBE, R. **Geomorphological Field Manual**. London: George Allen & Unwin, 1983.

GEORGE, P. **Précis de géographie urbanie**. Paris: Presses universitaires de France, 1969.

GIANCOLI, D. C. (1985). **Física**: principios y aplicaciones. Barcelona: Reverté, 1985.

GILBERT, G. K. **Lacke Bonneville**. U.S.: Geological Survey, 1890. 438 p.

_____. **Report on the gologiy of the Henry Mountains**. U. S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Moutain Region, 1877. 160 p.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do Médio Vale do rio Paraíba do Sul**: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 1999. 259 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

GORDON, A. L., GREENGROVE, C. L. **Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland**. **confluence**. Deep Sea Res., Part A, 33, p. 573-85, 1986.

GREGORY, K. J. **A natureza da geografia física**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992.

GRIGORIEV, A. A. “The Theoretical fundaments of modern physical geography”. In **The interaction of sciences in the study of the Earth**. Moscou, 1968.

HACK, J. T. “Interpretation of erosional topography in humid temperate regions”. **American Journal of Science**. Bradley, v. 258, p. 80-97, 1960.

_____. “Dynamic equilibrium and landscape evolution”. In MELHORN, E. N. & FLEMAL, R. C. (Ed.). **Theories of landform Development**. Boston: Allen and Unwin, 1965, p. 87-102.

_____. “Dynamic equilibrium and landscape evolution”. In MELHORN, W. N. & Flemal R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 87-102.??

HASUI, M.; HIRABAYASHI, Y. & KOBAYASHI, Y. **Simultaneous measurement by flow cytometry of phagocytosis and hydrogen peroxide production of neutrophils in whole blood**. J. Immunol. Meth., v. 117, p. 53-58, 1989.

HASUI, Y. “The Mantiqueira province: archean structure and proterozoic evolution”. In **Internacional Symposium Archean and Early Proterozoic GeologicalEvolution and Metallogenesis**. Salvador, 1982.

_____. “A formação Uberaba”. In **Congresso Brasileiro de Geologia**, 22. Belo Horizonte: SBG, 1968, p. 167-179. (Anais.)

_____; ALMEIDA, F. F. M. & BRITO NEVES, B. B., 1978. “As estruturas brasilianas”. In Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife: SBG, 1978, p. 2.423-2.437. (Anais.)

_____ & OLIVEIRA, M. A .F. “A província Mantiqueira: setor central”. In ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (Ed.). **O precambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984, 344 p.

HERMMAM, M. L. de P. **Problemas geoambientais na faixa central do litoral catarinense**. 1998. 307 p. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

HERRICK, J. E. & JONES, T. L. “A dynamic cone penetrometer for measuring soil penetration resistance”. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, v. 66, n. 4, p. 1.320-1.324, 2002.

HIGGINS, C. G. “Theories of landscape development: a perspective”. In MELHORN, W. N. & Flemal R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 1-28.

HOPLEY, D. “Beachrocks as a sea-level indicator”. In **Sea-level research**: a manual for the collection and evaluation of data. PALASSCHE, O. (Ed.), 6, p. 157-174, 1986.

HUGGET, R. J. **Dissipative systems**: implications for geomorfophology. Earth surface processes and landforms, Manchester. John Wiley & Sons, v. 13, p 45-49, 1988.

IAC – Instituto Agronômico de Campinas, 1999. **Mapa pedológico do estado de São** Paulo. Campinas, Instituto Agronômico de Campinas\Embrapa, 1999. Escala: 1: 500 000.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo.** São Paulo, v. 1-2 (Monografias).

JAPIASSU, H. **O mito da neutralidade científica**. Rio de Janeiro: Imago, 1975.

JELGERSMA, S. "Sea-level changes during the last 10.000 years". STEERS, J. A. (Ed.). **Introduction to coastline development**. London: Macmillan, 1971, p. 25-48.

JUDSON, S. "Evolution of appalachian topography". In MELHORN, W. N. & Flemal R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 29-44.

JUNGERIUS, P. D. "Soils and geomorphology". **Catena Supplement**, 6, 1985, p. inicial-final.

KING, C. A. M. "Some problems concerning marine planation and formation of erosion surface". **Transactions Institute of British Geographers**, 33, p. 29-43, 1963.

KING, L. "Princípios generales de evolución del paisaje". In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Aliança Editorial, 1982, p. 386-92.

LEFF, H. **Epistemologia ambiental**. São Paulo, Cortez, 2001. 240 p.

LEONEL, V. **El Holoceno**. Mérida, 1984. 266 p.

LEOPOLD L. B. & MADDOCK T. "The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications". **Professional Paper-Geological Survey**. U. S., 282-A, 1953.

LEPSCH, I. F. *et al* . **Manual para levantamento utilitário do meio físico e classificação de terras no sistema de capacidade de uso**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1991. 175 p.

LESSA, G. C. & ÂNGULO, R. J. "Oscilations or not oscilations, that is the question" **Reply. Marine Geology**, 150, p. 189-196, 1998.

MACKIM, J. H. “Concept of the graded river”. **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, p. 463-512, 1948.

MAHIQUES, M. M. **Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da baía de Ilha Grande, estado do Rio de Janeiro**. 1987. 2v. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **Variações temporais na sedimentação quaternária dos embaiamentos da região de Ubatuba, Estado de São Paulo**. 1990. 2 v. Tese (Doutorado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____ *et al*. “Characterization of energy gradient in enclosed bays of Ubatuba region, South Eastern, Brasil”. In **Estuarine coastal and shelf science 47**, 1998, p. 431-46.

MARQUES, J. S. “Ciência geomorfológica”. In GUERRA, A J. T.; CUNHA, S. B. (Org). **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994, p. 23-50.

MARQUES, R. C. C. 1990. 114 p. **Algumas considerações a respeito da evolução do litoral paranaense e dos caracteres morfoaltimetricos das planícies de restingas**. Tese (Cátedra em Engenharia). Escola de Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

MARTINS, C. C. **Variações morfológicas e sedimentares de curto período m perfis praiais, praia da Bertioga/SP**. 2000. 161 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MARTIN, L. *et al.* “Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário”. **Boletim IG – USP**, **publicação especial n. 4.** São Paulo: Instituto de Geociências/USP, 1982.

_____. & SUGUIO, K. “The state of São Paulo coastal marine quaternary geology: The ancient strandlines”. In **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 47 (suplemento), p. 249-263, 1975.

_____ & _____. “O Quaternário marinho do estado de São Paulo”. In **Congresso Brasileiro de Geologia, 29**. Ouro Preto: SBG, 1, 1976a, p. 281-294. (Anais.)

_____ & _____. “Etude preliminaire du Quaternaire marin comparaison du littoral de São Paulo et de Salvador de Bahia, Brésil”. **Cahier Orstom**, p. 33-47, 1976b. (Série Geologie, VIII, 1.)

_____ & _____. “Excursion route along the coastline between the town of Cananéia and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro)”. In **International Symposium on Coastal Evolutional in theQuaternary**. São Paulo: Instituto de Geociências/SBG, n. 2, p. 1-97, 1978. (Special Publication.)

_____; _____ & FLEXOR, J. M. “Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)”. In SUGUIO, K. *et al* (Ed.), **Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo, 11-18, sept. 1978. (Special Publication 1.)

_____; _____ & _____. “Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil”. In PLASSCHE, O. Van de (Ed.). **Sea-level research**: a Manual for the Collection and Evaluation of Data. Amsterdam: Geo Books/Free University, 1986, p. 503-521.

_____; BITTENCOURT, A. C. S. P. & VILAS-BOAS, G. S. “Primeira ocorrência de corais pleistôcenicos da costa brasileira: datação da penúltima transgressão”. **Ciências da Terra**, 2: 16-17, 1982.

_____ *et al.* “Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud-fluminense et bahianais)”. **Cahier Orstom,** p. 96-124, 1980. (, Série Geólogie, IX 1.)

_____ *et al.* **Reconstituição de antigos níveis marinhos do Quaternário. Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. 154 p.

_____ *et al.* “Evidências de um tectonismo quaternário nas costas do Estado da Bahia”. In Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, SBG, 1984a, p. 19-35. (Anais.)

_____ *et al*. “Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar”. In Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, SBG, 1, 1984b, p. 84-97.

_____ *et al*. "Neotectonic movements on a passive continental margin, Salvador region, Brazil". **Neotectonics**, 1, p. 87-103, 1986.

_____ *et al*. **Oscillations or not oscilations, that is the questions: comment on Ângulo, R. J. and Lessa, G. C. "The Brazilian sea-level curves. A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia Regions"** [Mar. Geol. 140, 141-166]. Marine Geology, 150, p. 179-187, 1998.

_____. & COUTINHO, P. N. "The Brasilian continental margin". **Earth – Science Reviews**, 17, p. 87-107, 1981.

MATSUURA, Y. "Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC)". **Ciência e Cultura.** São Paulo, v. 38, n. 8, p. 1.439-1.450, 1986.

MATTOS-FIERZ, M. de S. **A paisagem X evolução do uso e ocupação do solo no município de Bertioga, litoral paulista**. 1996. 148 p. Trabalho de Graduação Individual (Graduação em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP. 148 p.

_____. "A paisagem X evolução do uso e ocupação do solo no município de Bertioga, litoral paulista". **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: FFLCH/USP, n. 13.

MECERJAKOV, J. P. "Les concepts de morphostruture et de morphoesculture: um novel instrument de lánalyse geomorfologique". In **Annales de Geografphie**, 77. Paris, 1968.

MEIRELES, A. J. A. **Mapeamento geológico-geomorfológico da planície costeira de Icapuí, extreme leste do estado do Ceará**. 1991. 178 f. Dissertação (Mestrado) Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, UFPE, Recife.

_____ & MAIA, L. P. "Indicadores morfológicos de los cambios del nivel del mar en la llanura costera de Ceará – nordeste de Brasil". In ORTIZ, A. G. & FRANCH, F. S. *Investigaciones recientes en geomorfología española*. Barcelona: Geoforma Ediciones, Logroño-España, 1998, p. 325-332.

_____ & SILVA, V. E. **Geomorfologia e dinâmica ambiental da planície litorânea entre as desembocaduras dos rios Pacoti e Ceará, Fortaleza – Ceará. Relatório Interno, Projeto Caracterização Geoambiental dos Estuários da Região Metropolitana de Fortaleza**. Fortaleza: Departamento de Geografia da UFC, 1999. 50 p. il. (mimeograf.)

_____; SERRA, J. R. & MONTORI, C. B. "Evolução paleogeográfica da planície costeira de Jericoacoara, litoral oeste cearense". **Revista Paranaense de Geografia**, v. 7, p. 1-12, 2001.

MELO, M. S. *et al*. "Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil". **Revista Brasileira de Geociências**, 15 (3), p. 193-201, 1985.

MELLO, S. L. M.; DIAS, M. S. & FERRARI, A. L. "A tectônica global". In NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHELA, S. E. (Org.). **Introdução à geológica marinha**. Rio de Janeiro: Interciencia, 2004, p. 53-81.

MENDONÇA, F. **Geografia física**: ciência humana? São Paulo: Contexto, 1992. 72 p. (Série Repensando a Geografia.)

MERCATOR. **Revista de Geografia da UFC**, ano 01, n. 1, 2002.

MEYERHOFF, H. A. "The penckian model – with modifications". In MELHORN, W. N. & Flemal R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 45-68.

MIHALY, Paola. **Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e estremo sul paulista**. 1997. 109 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Faculdade de Geologia. Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

MIRANDA, E. E. de (Coord.). **Brasil em relevo.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 4 abr. 2008.

MIRANDA L. B. **Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente**: Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP). 1982. 123 p. + figs. Tese de Livre-Docência. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeira e .1985.

_____. *Análise de massas de água de plataforma continental e da região adjacentes a Cabo Frio (RJ).* ***Bolm. Inst. Oceanogr.*****, São Paulo, 28(2), 79-93,** 1992.

_____ & CASTRO FILHO, B. M. **Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ)**.Bolm. Instituto Oceanográfico, 28(2), 79-93, 1979.

_____ & _____. Geostrophic flow conditions of the Brazil. Ciencia Interamericana, 22(1-2), p. 44-48, 1981.

_____ *et al*. **Condições oceanográficas no canal de Bertioga**. São Paulo: Fundespa, 1991.

MODENESE, May Cristine. "Memória explicativa da carta geomorfológica da Ilha de Santo Amaro". São Paulo: Igeog/USP. **Aerofotogeografia** (2), 1969.

MONBEIG, P. "Os problemas da divisão Regional de São Paulo". In **Aspectos geográficos da terra bandeirante**. Rio de Janeiro: IBGE, 1954, p. 183-85.

MONTEIRO, C. A. F. **A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul oriental do Brasil**: contribuição metodológica à análise dos tipos de tempo no Brasil. São Paulo: Instituto de Geografia/USP, 1969 (Série Teses e Monografias).

_____. **Geossistemas**: a história de uma procura. São Paulo. Contexto. 2000.

MORAES, Antonio Carlos Robert. **Geografia**: pequena história crítica. São Paulo, Hucitec, 1981.

MORISAWA, M. **Streams**: their dynamics and morphology. New York, McGraw-Hill Book Company, 1968. 175 p.

_____. "Tectonics and geomorphic models" MELHORN, W. N. & Flemal R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 199-216.

_____. **Rivers.** New York: Longman, 1985. 222 p.

_____ & HACK, J. T. (Ed.). **Tectonic geomorphology**. London: Allen and Unwin, 1985.

MÖRNER, N. A. “Eustasy and geoid changes”. **Journal of Geology**, n. 84, p. 123-151, 1976.

_____. “Sea level changes in the Indian Ocean”. In **Launch, editor, integrated coastal zone management**. London/Hong Kong: IPC Publ., 2000a, p. 17–20.

_____. “Sea level changes along Western Europe”. In **Integrated Coastal Zone Management**. 2. ed. London/Hong Kong: IPC Publ., 2000b, p. 33-37.

_____. “Sea level changes along the west European coast”. **The Mediterranean News Letter**, 22, p. 89-90, 2000c.

MUEHE, D. “Geomorfologia costeira”. In GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand, 1994, p. 253-308.

_____. “Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento”. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 35-44, 2001.

_____; CORRÊA, C. H. & IGNARRA, S. “Avaliação dos riscos de erosão dos cordões litorâneos entre Niterói e Cabo Frio”. **III Simpósio de Geografia Física Aplicada**. Nova Friburgo, 1989, P. 368-383.

MULLER, D. *et al*. “Digital isochrons of the world's ocean floor”. *J. Geophys. Res*., 102, p. 3.211-3.214, 1998.

NIMER, Edson. “Clima”. In **Geografia do Brasil, Região Sudeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977, v. 3, p.inicial-final do cap.

NOVO, E. M. L. de M. **Sensoriamento remoto, princípios e aplicações**. 2. ed. São Paulo, 1992.

ODUM, E. P. **Ecologia**. Rio de Janeiro: Discos CBS (Interamericana), 1985. 434 p.

OESCHGER, H. “Perspectives on global change science: isotopes in the Earth system, past and present”. **Quaternary Science Reviews**, 19, p. 37-44, 2000.

ORME, A. R. “Temporal variability of a summer shorezone”. In THORN, C. E. (Ed.). **Space and time in geomorphology**. London, Allen & Unwin, 1982, p. 285-314.

PALMQUIST, T. C. “The compatibility of structure lithology and geomorphic models”. In MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (Org.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 145-68.

PARKER, E. R. & JENNY, H. “Water infiltration and related soil properties as affected by cultivation and organic fertilization”. **Soil Sci**, n. 60, p. 353-376, 1945.

PASSARGE, S. “Morfologia de zonas climáticas a morfologia de paisagens?” In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Aliança Editorial, 1982. p. 377-80.

PENCK, Albrecht. “Propuesta de una classificación climática basada en la fisiografia”. In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Aliança Editorial, 1982, p. 188-92.

PENCK, W. **Morphological analysis of landforms**: a contribution to physical geology. London: MacMillan, 1953.

PESTANA, R. C., BOTELHO, M. A. B. “Migração de dados de radar (GPR) com correção topográfica simultânea”. **Revista Brasileira de Geofísica**. São Paulo, v. 15, n. 1, p. 1-17, mar. 1997.

PETRI, S. & SUGUIO, K. “Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part II – heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations”. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, 4, p. 71-85.

PILKEY, R. S. *et al.* “The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review”. **Journal of Coastal Research**, n. 9, p. 255-278, 1993.

PIRAZZOLI, P. A. **Sea-level changes. The last 20.000 years**. Wiley: Chichester, 1996. 211 p.

PIRES NETO, Antonio G. **As abordagens sintético-históricas e analitico-dinâmica, uma proposição metodológica para a geomorfologia**. 1991. 302 p. Tese

(Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

PONÇANO, W. L. **Sedimentação atual aplicada a portos no Brasil.** 1985. 278 p. Tese (Doutorado em Geologia). Institudo de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____ *et al*. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981. 94 p. (Publicação no. 1183).

QUEIROZ NETO, J. P. & KÜPPER, A. "Os solos". In: **A Baixada Santista**. **Aspectos Geográficos**. São Paulo: USP, 1965 p. 67-92, v. 1 (As Bases Físicas).

RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**. Brasília: Ministério da Minas e Energia , 1983, v. 32.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. Inst. de Geociências/USP, 256p. (Tese de Doutoramento). 1989.

RODRIGUES, Cleide. "A teoria geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais". **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: FFLCH/USP, 14, p. 69-77, 2001.

ROMARIZ, D. do A. "Vegetação**"**. In **Brasil**: a terra e o homem. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 1964, v. 1, p. 521-62.

ROSS, J. L. S. "O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo". **Revista do Departamento de Geografia.** São Paulo: FFLCH /USP, n. 6, p. 17-29, 1992.

_____. "Análise empírica da fragilidade dos ambientes antropizados". **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: FFLCH /USP, n. 8, p. 63-74, 1994.

_____ & MATOS FIERZ, M. S. "Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia". In VENTURI, Luis Antonio Bittar (Org.). **Praticando geografia – Técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005, v. 1, p. 65-84.

_____ & MOROZ, I. C. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: FFLCH/USP, 1997.

ROSSI, M. **Fatores formadores da paisagem litorânea**: a bacia do Guaratuba, São Paulo. – 1999. 168 p. Tese (Doutorado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SADOWSKI, G. R. & HASSUI, Y. "Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do estado de São Paulo". **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 6, p. 182-200, 1976.

SANGLERAT, G. **The penetrometer and soil exploration**: interpretation of penetration diagrams –theory and practice. Amsterdam: Elsevier, 1972.

SANTANA NETO, João L. "Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista". 1990. 156 p.Dissertação (Mestrado em Geografia). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humans, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANTOS, E. O. "Características climáticas". In UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. **A Baixada Santista, aspectos geográficos**. São Paulo: Edusp, 1965, p. 95-150.

SANTOS, Francisco M. dos. **Bertioga, histórica e legendária 1531/1947**. Santos: Armando Lichti, 1948.

SANTOS, M. A. **Por uma geografia nova**. 5. ed. São Paulo: Hucitec-Edusp, 2002.

_____. **Espaço e método**. 3. ed. São Paulo: Nobel, 1985.

_____. **Técnica, espaço, tempo, globalização e meio técnico-científico informacional**. 3. ed. São Paulo: Hucitec, 1994.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Estado do Meio Ambiente. **Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União**. Brasília: MMA/UFRJ/FUJB/Laget, 1996. 280p.

SAUER, C. O. "The morphology of landscape". **Publications in Geography**. University of California, 2 (2), p. 19-53, 1925.

SAVI, David Canabarro. “Erosão e acresção costeira na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, RJ”. **Revista Brasileira de Geofísica**. São Paulo, 2008. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102>. Acessado em 23/05/2006o em: dia, mês, ano.

SCHEIDEGGER, A. E. **Theoretical geomorphology**. 3. ed. Berlin: Springer-Verlag, 1991.

SCHUMM, S. A. “Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle”. In MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (Org.). **Theories of landform development**. New York, 1975, p. 69-86.

SCHUMM, S. A. & LICHTY, R. W. “Time, space, and causality in geomorphology”. **American Journal of Science**, 263, p. 110-119, 1965.

SETZER, J. “O conhecimento pedológico atual do estado de São Paulo”. In **Aspectos geográficos da terra bandeirante**. Rio de Janeiro: IBGE, 1954, p. 137-76.

SHACKLETON, N. J. “Oxigen isotope, ice and sea-level”. **Quaternary Science Reviews**, n. 6, p. 183-190, 1987.

SHEPARD, F. P. **Submarine geology**. 2. ed. Nova York: Harper & Row, 1963.

SILVEIRA, J. D. “Morfologia do litoral”. In Azevedo, A. (Ed.). **Brasil**: a terra e o homem. São Paulo. Cia. Editora Nacional, 1954, p. 253-305.

_____. “Morfologia do litoral”. In AZEVEDO, Aroldo. **Brasil**: a terra e o homem. 20. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1968, p. 253-305.

SILVESTER, R. & HSU, J. R. C. **Coastal stabilization, innovative concepts**: table of functions of d/Lo. Incluye bibliografías. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1993, XIV. 578 p.

SOTCHAVA, V. B. “Définition de quelques notions et termes de géographie physique”. **Dokl. Institute de Géographie de la Sibérie et Extrême Orient**, n. 3, p. 94-117, 1962.

___. “O estudo de geossistemas”. **Métodos em Questão**. São Paulo, n. 16, 1977. 52 p.

_____. “Por uma teoria de classificação de geossistemas de vida terrestre”. **Biogeografia**. São Paulo, n. 14, p. 1-24, 1978. 24 p.

SOUZA, Luiz Antonio Pereira de *et al*. “Levantamento experimental GPR no rio Taquari, bacia do Pantanal Matogrossense”. **Revista Brasileira de Geofísica.** São Paulo, v. 20, n. 1, 2002 . Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php>. Acessado em 20/03/2008

SOUZA, C.R. As células de Deriva Litorânea e a Erosão nas Praias do Estado de São Paulo. 197p 1997.

STOLF, R. A. “Compactação do solo e perspectivas da subsolagem em citros”. **Laranja**. Cordeirópolis, v. 8, n. 2, p. 283-308, 1987.

_____. “Teoria e teste experimental de fórmulas de transformação dos dados de penetrômetro de impactos em resistência do solo”. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, 15, p. 229-235, 1991.

STRAHLER, A. N. “Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis”. **American Journal of Science**, 248, p. 673-696, 801-814, 1950.

SUERTEGARAY, D. M. A. & NUNES, J. O. R. N. **A natureza da geografia física na geografia. Terra livre. Paradigmas da geografia**. São Paulo: Associação dos Geógrafos Brasileiros, 2000, n. 17, p. 11-24 (Parte II).

_____ & _____. “A atual tendência do ensino e da pesquisa em geografia no Brasil”. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: USP, v. 16, p. 38-45, 2001.

SUERTEGARAY, Dirce Maria Antunes. **A trajetória da natureza**: um estudo geomorfológico sobre os areais de Quaraí-RS. 1988. 243 p. Tese (Doutorado em Geografia Física com ênfase em Geomorfologia) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. “Geomorfologia: novos conceitos e abordagens". In **Anais/VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, I Fórum Latino-Americano de Geografia Física Aplicada**. Curitiba/São Paulo: Tec Art, 1997.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo. Edgard Blucher/ Edusp, 1973.

_____. **Dicionário de geologia marinha**. São Paulo: T. A. Queiroz, 1992. 171 p.

_____.**Geologia do Quaternário, mudanças ambientais – Passado + presente = futuro?** São Paulo, 1999.

_____ & BIGARELLA, João José. **Ambiente fluvial**. 2. ed. Florianópolis: Ed. da UFSC/ Ed. da Universidade Federal do Paraná, 1990.

_____ & KUTNER, M. B. "Sedimentação na área de Itanhaém, SP". In **XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. Porto Alegre, 1974, v. 2, p. 95-106. (Anais.)

_____ & MARTIN, L. "Formação das planícies costeiras". In **II Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul-Sudeste Brasileira, estrutura, função e manejo. Anais.** Águas de Lindóia, 1990, p. 201-45.

_____ & _____. **Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense**. São Paulo, IGCB/CGUSP, 1978a (Publicação Especial).

_____ & _____. "Formações quaternária marinhas do litoral paulista e sul fluminense". In **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary—the Brazilian National Working Group for the IGCP – Project 61**, São Paulo Instituto de Geociências/USP, v. 1, p. 1-55, 1978b. (Special Publication.)

_____ & TESSLER, M. G. **Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil**: origem e nomenclatura. Niterói: Ceuff, 1984, p. 35-45.

_____; _____.& FLEXOR, M. R. "Les variations rélatives du niveau moyen de la mer au quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape". **Boletim Instituto Geológico**. São Paulo, 1976, n. 7, p. 113–129.

_____. *et al*. "Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira". **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, 15 (4), p. 273-286, 1985.

_____. “Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário”. **Boletim IG – USP**. São Paulo, n. 4, 1986. (Publicação Especial.)

SUMMERFIELD, M. A (Ed.). **Geomorphology and global tectonics**. Chichester/New York/Weinheim/Brisbane/Singapore/Toronto: Department of Geography/University of Edinburgh/John Wiley & Sons, 1999.

SUNAMURA, T. **Geomorphology of rock coast**. University of Tsukuba, 1994. 301 p.

TANSLEY, A. G. “O uso e o abuso de conceitos e de termos do vegetational”. **Ecology**, 16, p. 284-307, 1935.

TESSLER, M. G. **Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, estado de São Paulo**. 1982. 2 v. Dissertação (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **Dinâmica Sedimentar Quaternária do Litoral Sul Paulista**. 1988. 257 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo.

_____ & GOYA, S. C. “Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro”. **Revista do Departamento de Geografia.** São Paulo: USP, p. 11-23, 2005.

THORNE, C. R. “The effects of vegetation on riverbank erosion and stability”. In _____. (Ed.). **Vegetation and erosion**. Wiley, Chichester, 1990, p. 125-144.

THORN, C. E. (Ed.). **Space and time in geomorphology**. London, Allen & Unwin, 1982.

_____ & WELFORD, M. R. “The equilibrium concept in geomorphology”. **Annals of the Association of American Geographers**. Association of American Geographers, v. 84, issue 4, p. 666-696, 1994.

TOMPSON, L. G. “Ice core evidence for change in the tropics: implications for our future”. **Quaternary Science Reviews**, 19, p. 19-35, 2000.

TOOLEY, M. J. “Long term changes in eustatic sealevel”. In WARRICK, R. A.; BARROW, E. M. & WIGLEY, T. M. (Ed.). **Climate and sea level change**:

observations, projections, and implications. Cambridge: Cambridge University Press, p. 81-109, 1994.

TORRES, Patrícia *et al*. "Tratabilidade biológica de chorume produzido em aterro não controlado". In: **Engenharia sanitária e ambiental**. São Paulo, v. 2, n. 2, p. 55-6, abr./jun. 1997.

TRICART, J. "Tendências atuais da geomorfologia". In **Visitas de mestres franceses**. Rio de Janeiro: CNG/IBGE, 1963, p. 1-22.

_____. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson, 1965. 201 p.

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: Supren/IBGE, 1977.

_____. **A geomorfologia e o pensamento marxista**. São Paulo: Território Livre, 1980, n. 2.

_____. "El análisis de sistemas y el estudio integrado del medio natural". In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Alianza Editorial, 1982a, p. 470-76.

_____. **Paisagem e ecologia**. **Inter-fácies, escritos e documentos**. São José do Rio Preto, 1982b. 55 p.

_____ & KIEWIET DE JONGE, C. **Ecogeography and rural managment**. Essex: Longman Scientific & Techinical, 1992.

TROLL, Carl. "El paisaje geográfico y su investigación". In: MENDOZA, J. G. *et al*. **El pensamiento geográfico**. Madrid: Aliança Editorial, 1982, p. 323-29.

TROPPMAIR, H. "Geografia física ou geografia ambiental? Modelos de geografia integrada". In **Simpósio de Geografia Física Aplicada**. **Boletim de Geografia Teorética**. Rio Claro, 15, p. 29-30; 63-69, 1985.

_____. **Biogeografia e meio ambiente**. Rio Claro: Ed. do autor, 1989.

TUAN, Y. **Topofilia** – um estudo da percepção, atitudes e valores do meio ambiente. Trad. Lívia de Oliveira. São Paulo/Rio de Janeiro: Difel, 1980.

TUBELIS, A. & NASCIMENTO, F. J. L do. **Meteorologia descritiva**: fundamentos e aplicações brasileiras. São Paulo: Nobel, 1980.

URIEN, C. M. "Modelos deposicionais na plataforma continental do Rio Grande do Sul, Uruguai e Buenos Aires". **Congresso Geológico Argentino**, n. 8. Neuquem, p. 639-658, 1978. (Actas 2.)

VALE, C. C. **Séries geomórficas costeiras do estado do Espírito Santo e os habitats para desenvolvimento dos manguezais**: uma visão sistêmica. 2004. 386 p. Tese (Doutorado em Geografia) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

VANAGS C. *et al*. **The dynamic penetrometer for assessment of soil mechanical resistance**. Sydney: Faculty of Agriculture, Food and Natural Resources/The University of Sydney NSW, 2006.

VARGAS A. *et al*. **"**V Sistema computacional para aplicação do modelo parabólico de praias de enseada". **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 3, p. 11-19, 2001.

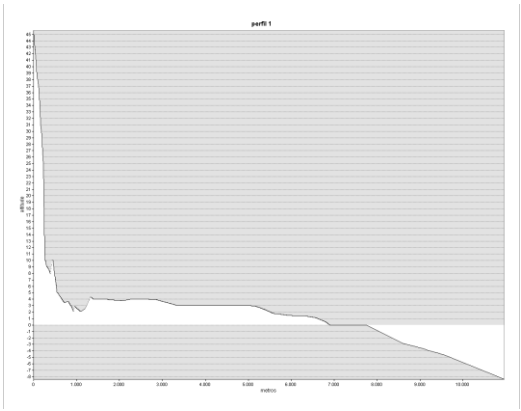
VAZ, C. M. P. & HOPMANS, J. W. "Simultaneous measurement of soil strength and water content with a combined penetrometer-moisture probe". **Soil Sci Soc. Am. J**., 65, p. 4-12, 2001.

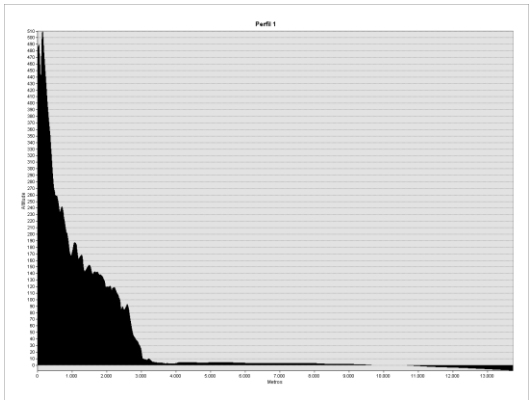
ZALAN, P. V., WOLFF, S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. 1987. "Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná". In. **Simpósio. Sul-brasileiro de Geologia**, 3, p. 441-474. (Anais.)

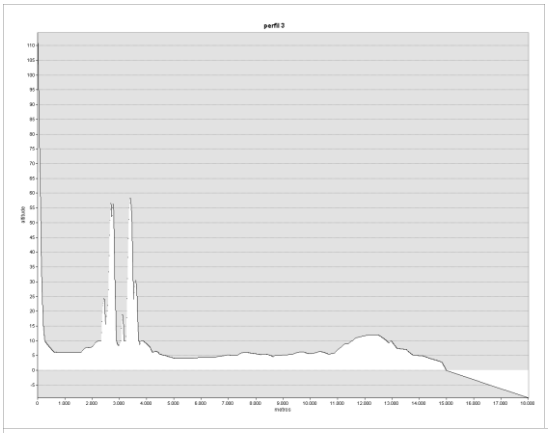
ZONNEVELD, I. S. **Land evolution and landscape science.** ITC/Holanda, 1972. (Textbook of photo-interpretation enschede).

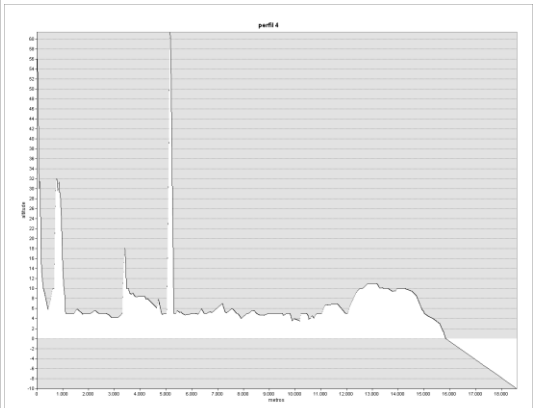
http://www.sailingissues.com/oceaankaart.htm - acessado em janeiro de 2007.

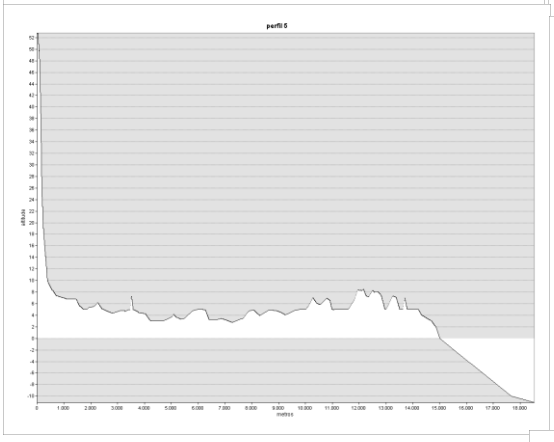
ANEXOS

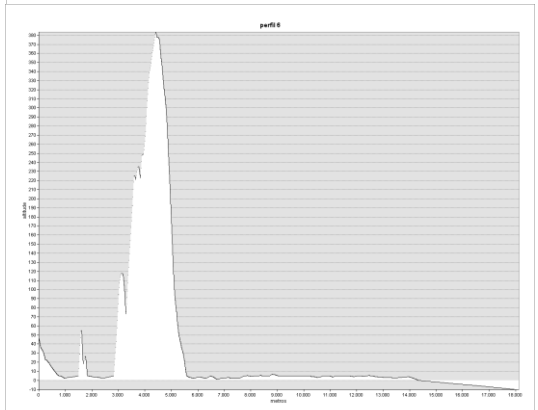

perfil 1
altitude
metros

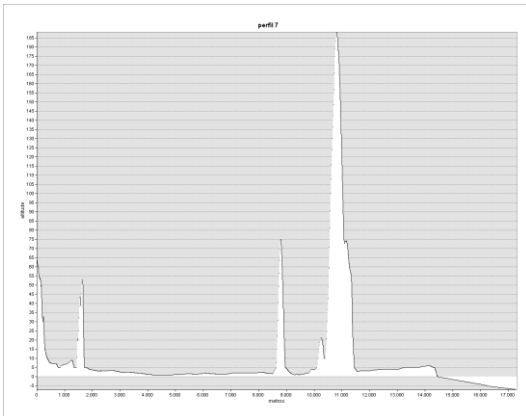

Perfil 1
altitude
Metros

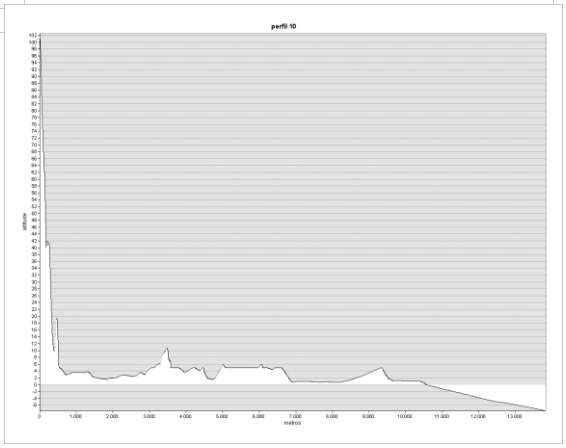

perfil 3
altitude
metros


perfil 4
altitude
metros


perfil 5
altitude
metros


perfil 6
altitude
metros


perfil 7
altitude
metros


perfil 10
altitude
metros