UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA AO LONGO DO
SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DE
ILHA COMPRIDA, SP

Daniel Rodrigues do Nascimento Junior

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2006

“Nunca cometo o mesmo erro duas vezes.
Já cometo duas, três, quatro, cinco, seis,
até esses erro aprender
que só o erro tem vez.”

Paulo Leminski

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS.....	i
ÍNDICE DE TABELAS.....	iv
ÍNDICE DE QUADROS.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	viii
RESUMO.....	x
ABSTRACT.....	xii
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1. <i>Considerações iniciais</i>	1
1.2. <i>Metas e objetivos</i>	4
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO.....	6
2.1. <i>Aspectos geomórficos e unidades antigas</i>	6
2.2. <i>Unidades litoestratigráficas cenozóicas</i>	9
2.2.1. <i>Formação Pariqüera-Açu</i>	9
2.2.2. <i>Formação Cananéia</i>	9
2.2.1. <i>Formação Ilha Comprida</i>	10
2.3. <i>Aspectos climáticos</i>	11
2.4. <i>Padrão de circulação costeira</i>	12
2.5. <i>Marés</i>	14
2.6. <i>Ondas</i>	14
2.7. <i>Drenagens</i>	15
2.8. <i>Vegetação</i>	15
2.9. <i>Dunas eólicas</i>	16
2.10. <i>Minerais pesados</i>	18
CAPÍTULO 3 – MÉTODOS.....	22
3.1. <i>Levantamento bibliográfico</i>	22
3.2. <i>Nomenclatura e base conceitual</i>	22
3.2.1. <i>Perfil de praia</i>	22
3.2.2. <i>Dunas costeiras</i>	24
3.2.3. <i>Gênese e definições de cordões litorâneos</i>	26
3.3. <i>Atividades de campo</i>	27
3.3.1. <i>Cálculo da largura e declividade da praia</i>	28

3.4. Atividades de laboratório.....	29
3.4.1. <i>Análise granulométrica.....</i>	<i>29</i>
3.4.2. <i>Análise de minerais pesados.....</i>	<i>30</i>
3.5. Tratamento gráfico-estatístico.....	32
3.5.1. <i>Inferência de rumos de deriva litorânea pela regra de McLaren & Bowles(1985).....</i>	<i>32</i>
3.5.2. <i>Inferência de rumos de deriva litorânea pelo método de Gao & Collins (1992).....</i>	<i>33</i>
CAPÍTULO 4 – O SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DA ILHA COMPRIDA.....	38
4.1. <i>Resultados baseados em registro histórico, cartográfico e aerofotográfico.....</i>	<i>38</i>
4.2. <i>Resultados morfológicos de campo.....</i>	<i>52</i>
4.3. <i>Resultados de distribuição de vegetação nas dunas.....</i>	<i>60</i>
4.4. <i>Resultados da análise granulométrica.....</i>	<i>63</i>
4.4.1. <i>Diâmetro médio.....</i>	<i>64</i>
4.4.2. <i>Desvio-padrão.....</i>	<i>65</i>
4.4.3. <i>Assimetria.....</i>	<i>66</i>
4.4.4. <i>Dedução da deriva litorânea pelo método de McLaren & Bowles (1985).....</i>	<i>67</i>
4.4.5. <i>Dedução da deriva litorânea pelo método de Gao & Collins (1992).....</i>	<i>70</i>
4.5. <i>Resultados de análise de minerais pesados.....</i>	<i>70</i>
4.5.1. <i>Rochas-fontes.....</i>	<i>72</i>
4.5.2. <i>Índices de estabilidade mineral.....</i>	<i>75</i>
4.5.3. <i>Verificação gráfica do efeito da razão hidráulica.....</i>	<i>77</i>
CAPÍTULO 5 – MODELO MORFODINÂMICO PARA O SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL RECENTE DA ILHA COMPRIDA.....	80
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	89
ANEXO I – TABELAS DE DADOS DA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA E DE MINERAIS PESADOS	
ANEXO II – FOTOMICROGRAFIAS DE MINERAIS PESADOS	
ANEXO III – BLOCOS-DIAGRAMAS ILUSTRATIVOS DA MORFOLOGIA DO SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL	

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Mapa de localização e vias de acesso à Ilha Comprida (SP).	2
2.1. Mapa geológico da planície sedimentar entre Cananéia e Peruíbe e arredores. Baseado em IPT (1981), Passarelli (2001) e Faleiros (2005).	7
2.2. Índices médios de pluviosidade, temperatura e pressão atmosférica medidos na estação meteorológica de Cananéia e Iguape ao longo de 80 anos (Fonte: IPCC-DDC, 1990).	12
2.3. Diagrama de alturas de maré preditas pela estação maregráfica da base avançada do IO-USP, em Cananéia (baseado em Harari & Mesquita, 2003). Nível médio: 0,8 m.	14
2.4. Associações florísticas relacionadas à fixação pioneira de formas dunares no Estado de São Paulo, segundo Hueck (1955). A: associação de <i>Iresine portulacoides</i> . B: associação de <i>Spartina ciliata</i> (vento predominante da esquerda para direita). Baseado em Hueck (1955).	18
3.1. Terminologia usada para designação das várias partes constituintes de sistemas costeiros clásticos associados a praias dominadas por ondas. Baseado em Angulo (1996).	24
3.2. Modelo esquemático proposto por Hueck (1955) para o estabelecimento de depressões interdunares no litoral sul paulista. 1: redemoinho de vento. 2: duna antiga (mais estabilizada e interior) escarpada. 3: frente dunar jovem. 4: falésia dunar expondo denso sistema de raízes. Baseado em Hueck (1955).	25
3.3. Trigonometria utilizada para padronização das medidas de largura da praia, na Ilha Comprida (extraído de Tanaka, 2005).	29
3.4. Cálculo do vetor resultante L a partir de dois vetores previamente aceitos pela regra de McLaren & Bowles (1985), entre estações pertencentes a um mesmo raio de alcance da distância característica (D_{CR}) (no exemplo desta análise, contada a partir da estação A). Um valor adimensional 1 é sempre atribuído aos vetores aceitos pela regra. Entretanto, o valor escalar do vetor comprimento resultante dependerá, como exemplificado, do ângulo entre os vetores aceitos.	34
3.5. Exemplo de reagrupamento de um conjunto de dados a partir de uma distribuição original.	35
3.6. Exemplo de distribuições de vetores obtidas a partir de dados originais a determinado número de iterações, de modo a estabelecer um vetor comprimento crítico (L_X) para cada estação.	36
4.1. Fotografias aéreas do extremo nordeste da Ilha Comprida e praia do Leste. Notar, entre as duas datas, o deslocamento da desembocadura de Icapara para NE, a redução da planície de cordões ao interior da praia do Leste, e o desaparecimento de esporão arenoso na praia de Ilha Comprida.	41
4.2. Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o final do século XVIII (1776-1800?) e o ano de 1943. Compilado de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho.	43
4.3. Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o ano de 1953 e o ano 2000. Compilado de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho.	44
4.4. Gráficos de distribuição temporal dos registros de medições históricas compilados de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho. A: evolução da largura do canal do Valo Grande. B: variação da largura da extremidade nordeste da Ilha Comprida (região do campo de dunas ativo). C: comparação entre o deslocamento rumo nordeste da Ilha Comprida e o deslocamento rumo norte do canal de Icapara. D: comparação entre o deslocamento rumo nordeste da Ilha Comprida e a evolução da largura da sua extremidade nordeste.	46

4.5. Esquema ilustrativo da dinâmica de meandramento do canal de Icapara. A seta vermelha indica o rumo resultante de transporte sedimentar (no desenho da direita, está representado apenas o transporte trativo de carga de fundo).	48
4.6. Erosão próximo ao extremo nordeste da praia de Ilha Comprida (distância 59 km no sentido SW-NE, zona correspondente à antiga projeção costeira), evidenciada pela presença de construções destruídas sobre a face da praia.	49
4.7. Falésia viva imposta em terraço de duna frontal: evidência de erosão recente, a 60 km de distância ao longo da praia da Ilha Comprida, no sentido SW-NE.	50
4.8. Foto superior: vista aérea (para sudoeste) da região do campo de dunas ativo, próximo à extremidade nordeste da Ilha Comprida (fonte: Carneiro, 1995). Foto inferior: aspecto local do mesmo campo de dunas, a 6 quilômetros do canal de Icapara (distância 57 km em rumo SW para NE), e a cerca de 200 metros da praia.	51
4.9. Variação na declividade (símbolo quadrado, em vermelho) e na largura da praia (símbolo circular, em azul) ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida. O eixo das ordenadas possui valores em graus para a declividade, e em metros para a largura da praia (cujos valores foram divididos por 100, para fins de visualização e comparação).	53
4.10. Acima: ocorrência de berma e cúspides associados em região de morfodinâmica intermediária, a 3 km de distância da ponta sudoeste da praia. Notar reentrâncias da água do mar por ocasião da maré alta. Abaixo: terraço de duna frontal incipiente, franja eólica e ampla face praial (da esquerda para a direita), em setor de morfodinâmica dissipativa (distância 48km, rumo NE).	54
4.11. Variação na altura de dunas frontais incipientes (DFIs) ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.	55
4.12. <i>Nebkhas</i> isolados sobre ampla franja eólica (com marcas onduladas). Ao fundo, presença de córrego, em trecho paralelo à praia. Distância 6 km ao longo da praia, de SW para NE.	56
4.13. Rampa de duna frontal incipiente (DFI) apoiada sobre falésia de duna frontal estabelecida (DFE). Ponto situado a 24 km de distância ao longo da praia, no sentido SW-NE.	57
4.14. Sucessão de cordões subparalelos de dunas frontais estabelecidas (DFEs), bem preservados. Ponto situado a 24 km de distância ao longo da praia, no sentido SW-NE.	58
4.15. Representação esquemática e distribuição espacial dos quatro tipos mais comuns de associação morfológica do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida. C: Cordões de dunas frontais em praia dissipativa. T: Terraço de DFI em praia com franja eólica, em praia dissipativa. R: Rampa de DFI sobre escarpa de duna mais antiga/estabelecida, em praia intermediária a dissipativa. N: <i>Nebkhas</i> isolados sobre terraço recoberto por franja eólica, em praia intermediária a dissipativa.	59
4.16. Distribuição das morfologias de praia e DFIs ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.	60
4.17. Fotos das espécies vegetais de ocorrência mais freqüente nas DFIs de Ilha Comprida. Acima, à esquerda, <i>Spartina ciliata</i> , no ponto 27. Acima, à direita, <i>Ipomea pes-caprae</i> , no ponto 46. Centro, à esquerda, <i>Hydrocotyle umbellata</i> , no ponto 21. Centro, à direita, <i>Iresine portulacoides</i> , no ponto 27. Abaixo, <i>Ipomea litoralis</i> , no ponto 58. Numeração de todos os pontos refere-se à distância em km, ao longo da praia, de SW para NE.	61
4.18. Distribuição da ocorrência de vegetação nas dunas frontais incipientes (DFIs) ao longo do sistema praia - duna frontal de Ilha Comprida.	62

4.19. Distribuição média de freqüências granulométricas de bioclastos em amostras de praia (A). Contribuição média de bioclastos para a distribuição de freqüências granulométricas de amostra total (terrígenos mais bioclastos) (B). Os intervalos da classe areia muito fina (2,75, 3,25, 3,75 phi) não apresentaram teores significativos em bioclastos.	64
4.20. Variação de diâmetro médio da fração areia, ao longo da praia (à esquerda) e das dunas frontais incipientes, de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	65
4.21. Variação de desvio-padrão da fração areia, ao longo do sistema praia - duna frontal, de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	66
4.22. Variação de assimetria da fração areia, ao longo do sistema praia - duna frontal, de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	67
4.23. Gráficos comparando tendências de distribuição dos parâmetros estatísticos entre os primeiros 10 km e os últimos 53 km (rumo SW-NE) do sistema praia - duna. Símbolo circular azul representa amostras de praia, enquanto o símbolo triangular vermelho representa amostras de duna frontal incipiente. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	69
4.24. Vetores orientados para NE, aceitos pelo programa GSTAST para a praia da Ilha Comprida. O vetor mais a SW corresponde à distância longitudinal 15km (de SW para NE), e o a NE, à distância 52 km.	70
4.25. Distribuição dos teores em massa de minerais pesados na fração areia muito fina da praia (à esquerda, símbolo circular) e das dunas frontais incipientes (à direita, símbolo triangular), de SW para NE, ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.	71
4.26. Variação dos índices de estabilidade de minerais pesados na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	76
4.27. Comparação entre as freqüências de contagem de epidoto e de alterita na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	77
4.28. Variação dos somatórios de minerais pesados por agrupamento de “mais equidimensionais e densos” (zircão, rutilo, estauroлита, granada e monazita) versus “mais alongados e menos densos” (turmalina, hornblenda, cianita, sillimanita, andaluzita, epidoto, hiperstênio, clinopiroxênios e tremolita) na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	78
4.29. Variação de minerais pesados ultraestáveis por agrupamento de “zircão mais rutilo versus turmalina” na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n , r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).	79

5.1. Modelo evolutivo de crescimento sedimentar da barreira de Ilha Comprida durante o Holoceno. Detalhado de Giannini *et al.* (2003a) e Guedes (2003). **82**

5.2. Gráfico de retas de ocorrência ilustrando a síntese morfodinâmica do sistema praia - duna frontal ativo da Ilha Comprida. **A** – pontos ao longo do sistema praia - duna frontal; **B** – morfologia das DFIs: R (rampa), N (*nebkha*), C (cordão) e T (terraço); **C** – presença de franja eólica ao sopé das DFIs; **D** – feições da região pós-praia (sem pós-praia definido, quando em branco); **E** – regime morfodinâmico interpretado para a praia: ID (intermediário-dissipativo), IR (intermediário-reflexivo), DC (dissipativo com cúspides) e DI (dissipativo); **F** – regime de quebra de ondas sobre a praia (classificação de Galvin, 1968); **G** – deriva litorânea interpretada. O traço vermelho que atravessa todas as retas de ocorrência marca a zona interpretada como de divergência das células de deriva litorânea longitudinal. **83**

ÍNDICE DE TABELAS

4.1. Largura do canal do Valo Grande medida em diferentes épocas. Formas de medição: direta (fonte negra), direta originalmente em unidades de palmos (1 palmo equivalia a 22 cm durante o período histórico do Império no Brasil; INMETRO, 2006) (fonte vermelha), e direta por topografia (fonte azul). Extraído de Geobrás (1966). **39**

4.2. Acervo de mapas baseados em levantamento de campo ou fotointerpretação (*) realizados em diferentes épocas na região do canal de Icapara. Base de dados extraída de Geobrás (1966, fonte azul), Teles (1997, fonte vermelha), e este trabalho. **40**

A1.1. Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de espraimento. **II**

A1.2. Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de crista de duna frontal. **III**

A1.3. Distribuição de frequência (bruta) de contagem de minerais pesados em amostras de espraimento. **IV**

A1.4. Distribuição de frequência (bruta) de contagem de minerais pesados em amostras de crista de dunas frontais. **V**

ÍNDICE DE QUADROS

2.1. Legenda da Figura 2.1, constando de litologias, unidades e idades. Modificado de IPT (1981), Passarelli (2001) e Faleiros (2005). **8**

A2.1. Topo: epídoto comum (*pistachita*), exibindo cores vivas de interferência típicas (“manto de alequim”) (amostra IC-05P). Centro: epídoto cristalino, raro nos sedimentos estudados (IC-01P). Base: turmalina castanha comum (schorlítica) (IC-21P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita. **II**

A2.2. Topo: turmalina azul (elbaítica), exibindo absorção da cor natural a nicóis cruzados (IC-63P). Centro: hornblenda, com borda serrilhada e cores típicas (IC-23D). Base: hornblenda magnésio-hastingsítica, exibindo coloração natural castanha (IC-23P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita. **III**

A2.3. Topo: zircão alongado prismático, apresentando várias inclusões (IC-39D). Centro: estaurolita rara, preservando geminação em forma de apêndice (IC-05P). Base: rutilo raro, apresentando geminação “em joelho” (IC-37D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita. **IV**

A2.4. Topo: rutilo raro, de tom claro e apresentando geminação tipo polissintética, oblíqua à elongação (IC-15P). Centro: sillimanita comum, com típicas clivagem bem definida e cores de **V**

interferência de 2ª. ordem (IC-21P). Base: cianita apresentando típicas clivagens perpendiculares bem definidas (IC-21P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

A2.5. Topo: andaluzita exibindo inclusões carbonosas típicas (nicóis cruzados à esquerda) (IC-19D). Centro: dois grãos de hiperstênio, apresentando típico pleocroísmo verde-rosa (sutil) em matizes opostos, conforme a posição (IC-21P). Base: à esquerda, granada comum (almandina?) apresentando alteração superficial em forma de picoteamentos (IC-15P); à direita, granada (almandina?) levemente rosada (IC-09D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda e nas figuras da base, nicóis cruzados (NX) à direita. **VI**

A2.6. Tremolita tipicamente fibrosa, com cores de interferência diagnósticas (IC-11D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita. **VII**

A3.1. Topo, à esquerda: foto do km 02 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (franja eólica superposta a berma, com escarpas alternadas), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **II**

A3.2. Topo, à esquerda: foto do km 03 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (franja eólica superposta a berma), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **III**

A3.3. Topo, à esquerda: foto do km 06 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (ampla franja eólica superposta a berma, escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **IV**

A3.4. Topo, à esquerda: foto do km 15 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (paleodunas isoladas), DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **V**

A3.5. Topo, à esquerda: foto do km 63 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas* – isoladas), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **VI**

A3.6. Topo, à esquerda: foto do km 12 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão escarpado de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – rampa), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **VII**

A3.7. Topo, à esquerda: foto do km 21 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (cordão de paleoduna escarpado), DFI (duna frontal incipiente – rampa pequena), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa). **VIII**

A3.8. Topo, à esquerda: foto do km 22 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão de duna frontal estabelecida escarpado), DFI (duna frontal incipiente – rampa), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa). **IX**

A3.9. Topo, à esquerda: foto do km 04 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão baixo de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico cavalgante), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária). **X**

A3.10. Topo, à esquerda: foto do km 07 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão oblíquo de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão coalescido), FE (franja eólica) BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XI
A3.11. Topo, à esquerda: foto do km 10 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XII
A3.12. Topo, à esquerda: foto do km 14 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipiente – cordão), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XIII
A3.13. Topo, à esquerda: foto do km 23 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (duna frontal estabelecida com ruptura de deflação), DFI (duna frontal incipiente – cordão), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XIV
A3.14. Topo, à esquerda: foto do km 28 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão alto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XV
A3.15. Topo, à esquerda: foto do km 29 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão sinuoso), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XVI
A3.16. Topo, à esquerda: foto do km 33 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XVII
A3.17. Topo, à esquerda: foto do km 50 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XVIII
A3.18. Topo, à esquerda: foto do km 52 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão aplainado de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão aplainado), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XIX
A3.19. Topo, à esquerda: foto do km 55 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XX
A3.20. Topo, à esquerda: foto do km 01 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço sinuoso), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XXI
A3.21. Topo, à esquerda: foto do km 05 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço chato de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – terraço achatado), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XXII

A3.22. Topo, à esquerda: foto do km 11 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (paleoduna com ruptura de deflação ativa), DFI (duna frontal incipiente – terraço chato), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XXIII
A3.23. Topo, à esquerda: foto do km 26 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – terraços pequenos e isolados), FE (franja eólica ampla), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XXIV
A3.24. Topo, à esquerda: foto do km 40 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço), FE (franja eólica), PI (praia de morfodinâmica intermediária).	XXV
A3.25. Topo, à esquerda: foto do km 41 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço), FE (franja eólica sinuosa), PD (praia de morfodinâmica dissipativo).	XXVI
A3.26. Topo, à esquerda: foto do km 44 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida, separada de DFI por <i>swale</i> - depressão), DFI (duna frontal incipiente – terraço curto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XXVII
A3.27. Topo, à esquerda: foto do km 49 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – terraço alto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XXVIII
A3.28. Topo, à esquerda: foto do km 54 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (corsão de duna frontal estabelecida coalescido a DFI), DFI (duna frontal incipiente – terraço escarpado), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XXIX
A3.29. Topo, à esquerda: foto do km 60 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – terraço escarpado), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).	XXX

AGRADECIMENTOS

Tal como na ocasião de meu trabalho de formatura, são muitos a agradecer. Entre os mais lembrados:

- A toda minha família, que sempre incentivou-me (de todas as maneiras possíveis) a fazer o que eu gostava.
- Ao professor Sérgio Citroni, pelo apoio inicial e pela indicação “mais do que acertada” quanto ao programa de pós-graduação a seguir, em relação ao campo de estudo e orientador.
- Orientador que, aliás, sempre superou qualquer previsão mais otimista de minha parte. O professor Paulo César F. Giannini não é apenas um excelente orientador. É um amigo e uma pessoa que, como poucos, não esmorece mesmo ante a dificuldades de todo tipo.
- Ao amigo “petroleiro” Carlos Guedes (Sphínkter), o verdadeiro “dono” da Ilha Comprida, e pessoa que me acolheu nos primeiros dias de metrópole, mesmo sem me conhecer e sendo seu concorrente no mestrado. Também sou muito grato por me trazer ao meio cestobolista da geologia, e por não ter mais de sofrer sua marcação implacável (hehehe).
- Aos primeiros “colegas” de sala: Lucas Warren (Falcon) e André Sawakuchi (Fruta). A palavra entre aspas indica apenas que os citados dividiam o mesmo recinto comigo. Mas são grandes amigos de todas as horas, e sou muito grato pelas conversas animadas (na sala 7 ou nas festas), pelos arquivos de música compartilhados, por excelentes oportunidades de trabalho indicadas, e pela enorme ajuda com pesquisa.
- À amiga “nipo-boliviana” Ana Paula B. Tanaka (Treme-treme), pela enorme e indispensável ajuda com este trabalho, e por todos os momentos discontraídos. Valeu!
- À amizade e ajuda técnica de laboratório fornecidas pela Elaine Sinfrônio, Mariana Victorino, Rodolfo Marinho, Jaqueline Sanchez, André, Cecília e Vítor. Muito obrigado, mesmo!
- Aí, aí: a todos os companheiros da república Panapia, de todas as “épocas”: Rafael Bittencourt (Cofrinho), Jonas Mota, Érico Mazini (Infiadinho), Rubens Pereira (Pelinha), Fabiana (Paraíba), Pedro Reis (Vagina), Marcos Hartwig (Seqüela), Carlos F.S. Duarte (Maricon), Bruno Albiero (Minicraque), Daniel Sales (Kavernozo) e Giovani Moreira (Gyowá!!). Todos eles, amigos de tantas festas, bate-papos e momentos de vagabundagem. Não fosse por vocês, eu teria terminado essa dissertação muito antes, mas não teria a mesma graça (hehehe).

- Aos demais amigos do basquete (“atividade anti-stress”): Rodrigo Santini (Trawekoh), Carlos Maldaner (Assado), Samar Steiner, Ingo Wahnfried (Lalas), Guilherme Rampazzo (KH-Grosso) e Pamonha. Também a excelente comissão técnica: Diego Florez e Gabriel. Obrigado por tantos treinos e partidas emocionantes (às vezes até divertidas...).
- Aos amigos que tornam a rotina do “corredor C” muito mais suportável: Rodrigo Marques (Portuga), Gabriel Perez, Cleber Calça, Rafael Casati, Fernanda Quaglio, Paula Amaral (π), Paula Rendón, Chahrazed Morengi (Chá), Milene Fornari e Maria Carolina Miranda. E por todo os momentos de conversa, piadas e diversão durante os “rituais sagrados” (almoço, café, chocolate, etc.).
- Ao meu primo Bruno Morier que, a despeito de meus problemas e dificuldades, me acolheu no momento de maior concentração em torno desta dissertação. Valeu Brunão!
- À CAPES, pelo apoio financeiro através de bolsa de mestrado, e à FAPESP, pelo apoio financeiro ao projeto de pesquisa em que se inseriu este trabalho (Processo 01/01732-8).

A todos estes, e ainda outros que por qualquer motivo não foram citados e/ou lembrados, meu muito obrigado.

RESUMO

A Ilha Comprida, localizada no litoral sul do Estado de São Paulo, é uma ilha-barreira arenosa holocênica de 63 km de comprimento por até 5 km de largura, limitada a SW pela desembocadura de Cananéia, e a NE, pela desembocadura de Icapara. Seu sistema praia - duna frontal teve grande variação no tempo, como evidenciado por sucessivos truncamentos de cordões litorâneos. Em escala de tempo mais restrita, dentro dos últimos 200 anos, coberta pelo registro histórico e cartográfico e por fotografias aéreas, as mudanças morfológicas mais significativas concentram-se no extremo nordeste da ilha. Incluem a variação de largura na área hoje caracterizada pelo máximo estrangulamento da ilha, a formação de um pequeno campo de dunas transgressivo nesta mesma área, o surgimento em 1943 de uma projeção da linha de costa, atualmente em estágio avançado de erosão, e o aparecimento intermitente e sucessivo de embaixamentos lagunares no setor adjacente da ilha de Iguape. A abertura do canal artificial do Valo Grande, em 1852, atuou de modo direto ou indireto em pelo menos parte destas mudanças. O aumento de vazão, de retrabalhamento de sedimentos arenosos e portanto de aporte de carga de fundo, devido ao Valo Grande, induziu o surgimento de ilhas arenosas e a formação de “manchas de areia” no fundo do canal lagunar, bem como a intensificação da dinâmica de meandramento da desembocadura de Icapara, implicando possível aceleração na migração desta desembocadura rumo NE e no próprio crescimento longitudinal da barreira.

O sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida apresenta também grande variação no espaço, evidenciada pela alternância ao longo de sua extensão de morfologias diferentes, o que pode ser atribuído à intercalação entre setores de caráter deposicional e erosivo. As extremidades da barreira caracterizam-se pela ocorrência marcante de pequenos campos de *nebkhas* sobre terraços baixos de dunas frontais (<0,5 m). A presença dessas feições pode ser relacionada à contínua progradação próximo às desembocaduras lagunares de Icapara e de Cananéia. A zona erosiva mais evidente encontra-se na extensão centro-sul da praia, como evidenciado pela ocorrência de cordões antigos truncados pela linha de costa atual, e pela redução em tamanho de dunas frontais ativas incipientes e estabelecidas, as quais aparecem por vezes com falésias vivas associadas. Na mesma região, a morfodinâmica muda de regime dissipativo para intermediário, com presença de cúspides de espraiamento e berma. Esta região, ademais, concentra a mais alta variabilidade e complexidade de morfologia de dunas (i.e. cordões de dunas incipientes e estabelecidas obliquamente amalgamadas), além de uma concentração maior de dunas do tipo rampa. No restante do sistema, predomina ampla face de

praia de baixa declividade (média de $0,66^{\circ}$), com tendência para formas mais estáveis de dunas frontais (terraços e cordões).

Medidas estatísticas de distribuição granulométrica (diâmetro médio, desvio-padrão e assimetria) obtidas através do método dos momentos de Pearson, permitiram inferir, pela regra de McLaren, duas células de deriva litorânea longitudinal principais. A célula nordeste, dirigida para NE, abrange aproximadamente 53 km, e a célula sudoeste toma em sentido oposto (SW) os restantes 10 km. As duas zonas de pólo deposicional de deriva são caracterizadas por amplos e baixos terraços de dunas frontais incipientes progradacionais. A zona de divergência entre as células de deriva coincide com a região de erosão costeira mais intensa.

A distribuição em massa de minerais pesados é concordante com o transporte longitudinal verificado. Responde a isso a tendência de aumento de minerais de menor equivalente hidráulico (em geral, quimicamente mais instáveis) a despeito da redução de minerais de equivalente hidráulico mais alto (em geral, quimicamente mais estáveis) no rumo de transporte.

A integração dos resultados obtidos por análise morfológica (fotointerpretação e estudo de feições de campo) e sedimentológica (granulometria e minerais pesados) permitiu estabelecer um modelo morfodinâmico para o sistema praia - duna frontal recente da Ilha Comprida. Neste modelo, a fase final de evolução da ilha é atribuída tanto à superação do obstáculo ao crescimento longitudinal exercido pelo morro de Icapara, quanto ao incremento de carga sedimentar na desembocadura de Icapara, induzido pela abertura do Valo Grande.

ABSTRACT

Ilha Comprida is a Holocene sandy barrier-island located on the south coast of São Paulo State, 63 km long and 2 to 5 km wide. Its transverse boundaries are Cananéia and Icapara inlets, at the SW and NE, respectively. The beach-foredune system of Ilha Comprida have experienced intense morphological variation in time, as showed by the successive truncations of littoral ridges. In a more restricted time-scale (at least 200 years) as covered by historical and cartographic records and aerial photographs, the most relevant changes have occurred on the northeast extremity of the island. These changes include: i) variation in width at the present most narrow region; ii) formation of a little transgressive dunefield (2 km²) in the same region; iii) initiation (in 1943) of a projection in the coastline, actually in advanced erosional state; iv) intermittent and successive appearing of lagoonal embayments at the neighboring sector of the Iguape island. The opening of the Valo Grande artificial channel, in 1852, acted either directly and indirectly on these changes. The increase of sedimentary bed-load supply induced the appearance of sand islands and submerged sand patches along the lagoonal channel. Beside this, the increasing meandering of Icapara inlet forced its rapid migration to the NE, and the longitudinal growing of the barrier.

The beach-foredune system also shows great variability alongshore, observed on the morphologic alternance of depositional and erosional sectors. The tips of the barrier are characterized by the marked occurrence of small *nebkha* fields on foredune terraces (up to 0.5 m high). These aeolian morphological features can be related with a continuous progradation nearly Icapara and Cananéia inlets. The most-evidenced erosional zone stays at the mid-southwestern portion of the beach, as observed on the truncation of former beach and foredune ridges by the present coastline, and on the reduction in size of active incipient and established foredunes (that often appears with active cliffs). In the same region, the coastal morphodynamics changes from dissipative to intermediary beach, with presence of swash cusps and berm. Moreover, this site concentrates the highest variability and complexity of dune morphology (e.g. obliquely amalgamated incipient and established foredune ridges), beyond a increasing occurrence of ramp foredunes. In the remains of the beach-dune system, large shorefaces of low declivity (0.66° in mean), with tendency to more stable shapes of foredunes (terraces and ridges), are dominant.

Statistical measures on the distribution of granulometric frequencies (mean diameter, standard deviation, skewness), calculated through the Pearson's moments method, indicate according to the McLaren rule two main longshore drift cells. The northeastern cell, oriented towards the NE, comprises about 53 km. The southwestern cell, comprising the remaining 10

km, is oriented towards the SW. The two depositional poles of longshore drift cells are characterized by wide and flat progradational, incipient foredune terraces. The divergence zone among these longshore cells drift coincides with the zone of the most intense coastal erosion.

The mass distribution of heavy minerals is in agree with the deduced directions of longshore transport. This fact is confirmed by the tendency of increasing concentration of minerals with minor hydraulic equivalence (usually, more unstable minerals) in despite of reduction of minerals with high hydraulic equivalence (usually, more stable minerals) along the net longshore drift direction.

The integration of data obtained by morphologic analysis (interpretation of aerial photographs and field features) and sedimentology (grain size, heavy minerals), allowed to postulate a morphodynamic model for the recent beach-foredune system of Ilha Comprida. According to this model, the late phase of barrier evolution is related both to the surpassing an obstacle to longitudinal growth (Icapara hill), and to the increasing sedimentary input at the Icapara inlet, favored by the opening of the Valo Grande channel.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

A ilha-barreira denominada Ilha Comprida corresponde à área do município de mesmo nome no Estado de São Paulo. Estende-se de NE para SW desde a desembocadura lagunar de Icapara, a sul da foz do rio Ribeira de Iguape, até a desembocadura de Cananéia, totalizando cerca de 63 km de extensão por 3 a 5 km de largura (Figura 1.1). Esta ilha é constituída predominantemente de sedimentos arenosos quaternários, dispostos em sua maior parte na forma de alinhamentos de cordões litorâneos, que são expressão geomorfológica de uma barreira progradante. Integra o “sistema lagunar Iguape-Cananéia” de Tessler (1982), também designado por outros autores de “estuarino-lagunar” (Miranda *et al.*, 1995; Bonetti Filho, 1995). Sua evolução durante o Quaternário, baseada em modelo de variação do nível relativo do mar, foi primeiramente proposta por Suguio & Martin (1978a). No entanto, antes disso, um estudo detalhado sobre a evolução sedimentar da Ilha Comprida já fora apresentado pela empresa Geobrás Engenharia e Fundações S.A. (Geobrás, 1966), apoiado em registros e cartas náuticas do fim do século XIX e em fotografias aéreas. A finalidade era conhecer o padrão de células de deriva litorânea atuantes na região. Nesse estudo, apontou-se uma taxa elevada de crescimento longitudinal da extremidade NE da ilha desde 1882 (35 m/ano), magnitude semelhante à da erosão (32 m/ano), na margem oposta da desembocadura lagunar (Praia do Leste, na Ilha de Iguape). O trabalho demonstrava a importância de se conhecer a dinâmica sedimentar atuante na região da Ilha Comprida, e seus fatores controladores, para finalidade de planejamento da ocupação.

Figura 1.1. Mapa de localização e vias de acesso à Ilha Comprida (SP).

A dinâmica de erosão e sedimentação em barreiras progradantes, como é o caso da Ilha Comprida, pode ser caracterizada através de feições morfológicas tais como a coalescência e truncamento de cordões litorâneos. Praias ativas também apresentam seus indicadores, incluindo mudanças históricas na largura e na conformação local de esporões arenosos e desembocaduras. Feições desse tipo podem ser facilmente assinaladas por estudos fotointerpretativos. Feições mais localizadas, em adição, podem ser observadas em campo, como o “avanço” da praia por sobre casas e dunas costeiras.

Como princípio de abordagem de áreas costeiras, pode-se considerar que a dinâmica recente, por exemplo deriva litorânea, apontada pela distribuição espacial de feições erosivas ou deposicionais específicas e de parâmetros morfométricos de praia, deve refletir-se e pode portanto ser testada na distribuição de resultados texturais e mineralógicos (Giannini *et al.* 2004). Este princípio torna-se ainda mais produtivo se aplicado às propriedades morfológicas e sedimentológicas de sistemas naturais integrados, como é o caso do sistema praia - duna frontal recente. A presente Dissertação de Mestrado insere-se nesse contexto, buscando testar a eficiência de caracteres sedimentológicos na inferência da deriva observada por critérios morfológicos.

Na Ilha Comprida, o primeiro estudo direto nessa direção foi o de Barcelos (1975), porém a análise sedimentológica foi aplicada a número limitado de amostras (apenas quatro para o ensaio textural), voltada à proposta central de comparar os atributos sedimentológicos de pequeno número de “subambientes” deposicionais; na praia, considerada como um desses subambientes, as amostras foram coletadas ao nível das marés alta e baixa. Posteriormente, Tessler (1988) utilizou-se de padrões de circulação atmosférica locais, de amostragem em cordões interiores e de dados, principalmente granulométricos, de 14 pontos ao longo da praia para deduzir o rumo de transporte sedimentar. Mais tarde, também com base em granulometria (16 amostras) e em imagens de satélite, Souza (1997) reconheceu uma zona de divergência de células de deriva litorânea longitudinal no centro-sul da Ilha Comprida. Por fim, Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) assinalaram possíveis indicadores texturais e mineralógicos de deriva litorânea na ilha, mas em especial para cordões interiores, a exemplo de Tessler (1988). Como já ressaltado por Guedes (2003), um estudo sedimentológico detalhado na praia atual, de modo a verificar a consistência dos supostos padrões de deriva litorânea, não foi até agora realizado. Os dados sedimentológicos obtidos por Barcelos (1975), por exemplo, além de escassos, não foram voltados a esse tipo de abordagem.

Embora a granulometria venha sendo mais utilizada, a mineralogia também pode ser importante critério auxiliar na interpretação do rumo de transporte sedimentar, particularmente os minerais pesados. Neste caso, destaca-se seu uso com base em relações de densidade e forma das partículas (Rubey, 1933; Rittenhouse, 1943), e no efeito diferencial da seleção hidráulica progressiva sobre diferentes tipos de minerais pesados (Suguio, 1980; Giannini, 1993; Giannini *et al.*, 2003b,c, 2004).

Sabe-se que a assembléia mineral de determinado sedimento ou rocha sedimentar é função de quatro variáveis principais: proveniência, transporte, modo e/ou ambiente geoquímico de deposição, e diagênese e/ou litificação (e.g. Suttner, 1974; Ingersoll *et al.*, 1984). O efeito da modo de deposição pode ser considerado quase homogêneo nos sedimentos atuais da Ilha Comprida, ao longo de seu sistema praia - duna frontal; analogamente, a influência da diagênese e litificação pode ser considerada muito pequena, pois se trata de sedimentos inconsolidados, com tempo muito reduzido para a ação destes processos. Dessa forma, a proveniência, e a seleção físico-química ou hidráulica durante o transporte sedimentar, no que pesa a deriva litorânea, devem ser as variáveis principais controladoras da mineralogia.

A quantificação dos minerais pesados constituintes, ademais, fornece informações sobre áreas-fontes primárias. Particularidades de cada espécie mineral, como crescimento secundário e texturas superficiais indicativas de dissolução, podem ainda, em alguns casos,

serem não herança da rocha ou área fonte primária, mas sim indicativos de processos sin e pós-deposicionais em depósitos sedimentares preexistentes. Na área em questão, trabalhos como os de Petri & Suguio (1973), Barcelos (1975), Tessler (1982, 1988), Giannini (1987) e Guedes (2003) forneceram vários indícios de rochas fontes primárias para os depósitos costeiros quaternários. Um estudo detalhado no sistema praia - duna frontal baseado nestas informações apresenta-se muito útil para verificar as condições recentes de fornecimento, e para, em comparação com a mineralogia de depósitos quaternários mais antigos, testar hipóteses de retrabalhamento de sedimentos preexistentes.

Quanto às dunas eólicas, a Ilha Comprida possui uma série de alinhamentos que, por sua dimensão e preservação, são consideradas os melhores exemplos de paleodunas do Estado de São Paulo (Guedes, 2003). Barcelos (1975) afirma que os alinhamentos de cristas de dunas posicionam-se subparalelamente à praia atual e possuem alturas que atingem entre 7 e 8 m, e larguras que vão de 100 a 200 m. Segundo Suguio & Petri (1973), as cristas de dunas mais interiores, cobertas por vegetação, encontram-se estabilizadas. As outras, mais externas, apresentariam menor ou maior grau de atividade, crescente conforme a proximidade à praia. Porém, tais dunas eólicas nunca foram estudadas detalhadamente quanto à mineralogia, especialmente do ponto de vista da proveniência.

Vale destacar que o conhecimento da dinâmica e proveniência sedimentar atual, seja esta natural ou induzida pelo homem, é pressuposto fundamental para projetos de minimização e controle de erosão, e planejamento da ocupação.

1.2. Metas e objetivos

Os objetivos maiores ou metas do plano de pesquisa desta dissertação de mestrado são:

- 1- Descrever a morfologia geral e os padrões de variação longitudinal do sistema praia - duna frontal recente da Ilha Comprida.
- 2- Fornecer informações referentes à distribuição espacial de atributos texturais e mineralógicos ao longo da ilha, em seu sistema praia-duna atual, de modo a entender os fatores geológicos controladores desta distribuição.
- 3- Fornecer subsídios, baseados em aspectos morfológicos, texturais e mineralógicos, para aferir seu padrão de circulação litorânea atual e auxiliar na reconstituição da evolução da Ilha Comprida no Holoceno tardio.

De forma a alcançar as referidas metas, foram relacionados os seguintes objetivos específicos:

- 1- Efetuar um levantamento bibliográfico sobre uso de propriedades texturais e mineralógicas para dedução de rumo de transporte e proveniência de sedimentos em costas dominadas por ondas, tendo em vista a aplicabilidade direta à área em estudo.
- 2- Descrever e confeccionar blocos-diagramas representativos da variação morfológica observada ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.
- 3- Realizar medidas de campo auxiliares à interpretação morfológica, como largura da praia e altura das dunas frontais, e caracterizar descritivamente variações de vegetação e hidrografia.
- 4- Verificar de forma qualitativa as relações entre as distribuições de textura e mineralogia e as variações morfodinâmicas ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

2.1. Aspectos geomórfológicos e unidades antigas

Segundo Almeida (1964), a província costeira paulista divide-se em duas zonas geomorfológicas: serra costeira e baixadas litorâneas. A serra costeira é constituída predominantemente por rochas migmatíticas arqueanas do chamado Complexo Costeiro, e por rochas granitóides a migmatíticas (meso a neoproterozóicas) do Complexo Turvo-Cajati. Para o interior, ao longo da bacia hidrográfica do rio Ribeira do Iguape, as litologias dão lugar a xistos, quartzitos, mármore, metaconglomerados, metabasitos e outras rochas do Supergrupo Açungui (Bentz, 2004), também de idades meso a neoproterozóicas.

Na região da Ilha Comprida, a unidade de serra costeira compreende unidades pré-cenozóicas que encerram um “anfiteatro de sedimentação” das baixadas litorâneas, em forma triangular. Os promontórios externos desse anfiteatro (limitantes do sistema lagunar de Iguape-Cananéia) podem ser considerados a ilha do Cardoso e o morro de Icapara (localizados, respectivamente, a SW e a NE da Ilha Comprida). O ápice do anfiteatro corresponderia às serranias a norte da cidade de Registro. Internas ao anfiteatro de sedimentação, outras elevações importantes são a serra do Bananal, no centro-norte, e a ponta da Juréia e morro do Una, ambas no extremo nordeste.

Na ilha do Cardoso, ocorrem xistos (micáceos e granatíferos) e rochas granitóides (alcalinos a subalcalinos). Granitóides, incluindo tipos de afinidade alcalina, também ocorrem no morro de Icapara. Na serra do Bananal e ponta da Juréia, predominam migmatitos, enquanto no morro do Maceno-Itu e na serra de Peruíbe-Itatins, encontram-se predominantemente granulitos e charnockitos.

Corpos isolados de rochas alcalinas cretáceas podem ser identificados no anfiteatro de sedimentação em que se insere a Ilha Comprida. São piroxenitos, peridotitos, sienitos, carbonatitos e diques traquíticos. Um corpo de quartzo-sienito (ou *nordmakito*, pela classificação antiga – Barcelos, 1975), ocorre no sul da ilha. Possui cerca de 40 m de altura e é denominado Morrete.

Um fragmento regional do mapa geológico do estado (IPT 1981), modificado e atualizado com base em Passarelli (2001) e Faleiros (2005), é aqui apresentado para ilustrar a distribuição das principais litologias da bacia de drenagem do rio Ribeira de Iguape e seu entorno (Figura 2.1 e Quadro 2.1).

Figura 2.1. Mapa geológico da planície sedimentar entre Cananéia e Peruíbe e arredores. Baseado em IPT (1981), Passarelli (2001) e Faleiros (2005).

LITOLOGIAS			UNIDADES	IDADE
SEDIMENTOS MARINHOS E TRANSICIONAIS HOLOCÊNICOS SEDIMENTOS MARINHOS E TRANSICIONAIS PLEISTOCÊNICOS SEDIMENTOS CONTINENTAIS INDIFERENCIADOS SEDIMENTOS DE ALÚVIO CONTINENTAL SEDIMENTOS ALUVIAIS TERCIÁRIOS (FM. PARIQUERA-AÇU)	UNIDADES SEDIMENTARES MARINHAS A CONTINENTAIS		CENOZÓICO
Koz: piroxênitos, peridotitos, sienitos, carnonatitos, diques traquíticos	SUÍTES ALCALINAS DE JACUPIRANGA E CANANÉIA		CRETÁCIO
NP-eOy: granodioritos e biotita-granitos, alcalinos a subalcalinos	SUÍTES GRANÍTICAS PÓS-TECTÔNICAS		NEOPROTEROZÓICO A CAMBRO-ORDOVICIANO
NPyag: granodioritos e granitos NPy: gnaisses granitoides e migmatitos	SUÍTE GRANÍTICA AGUDOS GRANDES		NEOPROTEROZÓICO
MNaC: mármore dolomíticos e calcíticos MNaB: anfibolitos, anfibólio-xistos, metagabros, diques metabásicos MNaF: filitos e metassilitos MNaQ: quartzitos micáceos e feldspáticos MNaX: xistos micáceos, granadiferos, gráficas, magnesianos, magnetíticos e calcíticos MNaFC: filitos com intercalações de rochas carbonáticas	DOMÍNIO GRANITO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICO
MNeM: migmatitos heterogêneos	SUPERGRUPO AÇUNGUÍ		MESOPROTEROZÓICO A
MNcF: filitos com intercalações de rochas carbonáticas e quartzitos	COMPLEXO EMBU		NEOPROTEROZÓICO
MNtM: migmatitos MNtX: mica, quartzito-mica e granada-xistos MNtC: mármore dolomíticos e calcíticos MNtQ: quartzitos e metarcósios	FORMAÇÃO CAPIRÚ
PPaG: biotita-hornblenda-gnaisses bandados	COMPLEXO TURVO-CAJATI
Ach: piroxênio-granulitos, charnoquitos AcQ: quartzitos magnetíticos e calcissilicáticos AcX: xistos micáceos e magnetíticos AcC: mármore dolomíticos e calcários AcM: migmatitos	COMPLEXO ATUBA		PALEOPROTEROZÓICO
Alah: gabros, noritos, gnaisses graníticos e charnoquitos	COMPLEXO COSTEIRO		ARQUEANO	
	COMPLEXO SERRA NEGRA (TERRENO LUÍS ALVES)			

2.2. Unidades litoestratigráficas cenozóicas

2.2.1. Formação Pariqüera-Açu

A Formação Pariqüera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965) é constituída de orto e paraconglomerados e de sedimentos argilosos e arenosos, atribuídos respectivamente a leques aluviais e a depósitos fluviais e lacustres distalmente associados (Melo, 1990). Inicialmente, Bigarella & Mousinho (1965) e Suguio & Martin (1978) posicionaram-na Plio-Pleistoceno. Posteriormente, Melo (1990) considerou sua idade como neógena, por critérios geomorfológicos (datação relativa de superfícies de aplainamento) e mineralógicos.

Giannini (1993) e Guedes (2003) destacam a semelhança desta unidade, em faciologia e grau de dissecação, com a Formação Alexandra, definida no Paraná e estendida a Santa Catarina (Suguio *et al.* 1986, Martin *et al.* 1988), considerada de idade miocênica por Lima & Angulo (1990) a partir de critérios palinológicos.

2.2.2. Formação Cananéia

Em 1973, Suguio & Petri e Petri & Suguio, analisando sedimentos coletados em dois furos de sondagem (IGG-1 com 56,4 m e IGG-2 com 167 m) realizados pelo antigo Instituto Geográfico e Geológico (IGG), reconheceram quatro “seqüências litológicas”, da base para o topo: (I) camadas arenosas e conglomeráticas, com argilas subordinadas (até 118 m de espessura), (II) sedimentos siltico-argilosos (até 14 m de espessura), (III) areias siltosas (até 12 m de espessura) e (IV) areias finas muito bem selecionadas (até 30 m de espessura). Por análise de microfósseis, Petri & Suguio (1973) atribuíram à “seqüência II” um “ambiente de água salobra”, e para a “seqüência III” um “ambiente marinho”. Com base nessa interpretação, os autores concluíram que o conjunto formado pelas “seqüências I, II e III” seria transgressivo, e a “seqüência IV”, regressiva. Também elevaram as areias regressivas da “seqüência IV” à categoria de formação, sendo assim denominada Formação Cananéia. A “seqüência I”, basal, foi, por sua granulação e profundidade, correlacionada à Formação Pariqüera-Açu, de origem continental.

Mais tarde, Suguio & Martin (1978a) incorporaram ao termo Formação Cananéia as “seqüências” II e III, em adição à “seqüência IV” de Suguio & Petri (1973). Sua idade pleistocênica, em particular, foi originalmente determinada por correlação com corais da costa

baiana, datados de cerca de 120 ka AP, época correspondente à do estágio interglacial Riss/Würm ou Sangamon (Suguio & Martin, 1978a).

Datações por ^{14}C realizadas em restos de madeira e de exoesqueletos carbonáticos encontrados dentro de sedimentos arenosos da região de Cananéia (Suguio & Martin, 1978a) indicaram idades superiores a 30 ka AP, que é o alcance do método de datação utilizado. Isso permitiu aos autores associar esses sedimentos à Formação Cananéia. De acordo com os mapas na escala 1:100.000, apresentados por Suguio & Martin (1978b) para o Quaternário paulista, a Formação Cananéia seria aflorante na parte sudoeste da Ilha Comprida, perfazendo quase um terço da extensão linear da ilha.

2.2.3. Formação Ilha Comprida

O termo Formação Santos, que vinha sendo empregado informalmente (Suguio & Tessler, 1992) para os depósitos sedimentares holocênicos das planícies costeiras paulistas ligados à “Transgressão Santos” (Suguio & Martin, 1978a), foi depois substituído por Suguio & Martin (1994) pela designação formal Formação Ilha Comprida.

À esta unidade, estão associadas areias finas a muito finas, marinhas, que formam terraços cobertos por cordões litorâneos muito visíveis em fotos aéreas, depósitos areno-argilosos de origem flúvio-estuarino ou flúvio-lagunar, e depósitos eólicos, que na planície costeira paulista seriam melhor representados na porção sul da Ilha Comprida (Suguio & Martin, 1994).

Suguio & Martin (1978) obtiveram a idade da Formação Ilha Comprida através de numerosas datações por ^{14}C , o que permitiu relacioná-la geneticamente à “Transgressão Santos”, com máximo NRM atingido segundo os autores por volta de 5100 anos AP, e à regressão subsequente. Apesar do freqüente uso desta unidade (e também da chamada Formação Cananéia) na literatura sobre Quaternário brasileiro, sua distinção não se valeu de critérios litológicos e sim, cronológicos. Como notado por Tessler (1988), seriam diferentes séries cronoestratigráficas, e não formações.

2.3. Aspectos climáticos

O litoral sul de São Paulo encontra-se em meio à chamada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um cinturão de condensação e nebulosidade semi-permanente de direção NW-SE, que separa áreas influenciadas por massas de ar equatoriais e tropicais, a norte, de massas tropicais e polares, a sul (Satyamurti *et al.*, 1998). Este cinturão delimita a posição de maior avanço para norte de frentes frias, zonas instáveis de baixa pressão formadas no encontro de massas de ar tropicais atlânticas com polares. A massa de ar tropical atlântica é formada nas águas aquecidas do oceano Atlântico Sul, a partir da qual atinge o litoral brasileiro especialmente no primeiro semestre, produzindo instabilidade e a atividade de ventos de NE. A massa de ar polar migra para norte com trajetória predominantemente marítima durante o verão e continental durante o inverno, tornando a ZCAS mais ativa no verão (Nimer, 1989; Nogués-Paegle & Mo, 1997). A ZCAS, associada ao efeito de precipitação orográfica exercido pela escarpa da serra do Mar, determina a região com o verão mais úmido da costa sudeste do Brasil, grosso modo coincidente com a latitude de máxima expansão da Mata Atlântica (Giannini *et al.*, 2006).

O clima predominante no baixo vale do rio Ribeira de Iguape é, na classificação de Köppen, o Cfa (subtropical úmido com verão quente), com umidade relativa do ar média superior a 80% e ausência de uma estação seca bem definida. Dados de registro das estações meteorológicas adjacentes à Ilha Comprida (Cananéia e Iguape) adquiridos entre 1900 e 1990 indicam uma precipitação média anual de 1611 mm (4,14 mm/dia), variando de 7,0 mm/dia, entre dezembro e fevereiro, a 1,39 mm/dia, entre junho e agosto (IPCC-DDC, 1990). A temperatura média no mesmo período, 20,7°C por ano, varia entre 23,1°C, no trimestre mais quente, e 17,7°C, no mais frio. Registros dessas estações durante o século XX sugerem tendência de aumento da precipitação, da temperatura e da pressão atmosférica (Figuras 2.2, 2.3 e 2.4). Esta tendência deve ser encarada com cautela, entretanto, pois os dados da estação de Cananéia, mais chuvosa, só passaram a ser registrados a partir de 1956 (Giannini *et al.* 2006). Os ventos mais fortes e freqüentes são de SSE, transversais à costa (Geobrás, 1966), favorecidos pela atividade regular de frentes frias.

Figura 2.2. Índices médios de pluviosidade, temperatura e pressão atmosférica medidos na estação meteorológica de Cananéia e Iguape ao longo de 80 anos (Fonte: IPCC-DDC, 1990).

2.4. Padrão de circulação costeira

A empresa Geobrás Engenharia e Fundações S.A. (Geobrás, 1966), a partir da comparação de fotos aéreas datadas de 1953 e 1962, e usando um conjunto de cartas batimétricas levantadas entre os anos de 1882 e 1943, descreveu várias fases de evolução da Ilha Comprida nas desembocaduras de Icapara e Cananéia, e identificou tendência de crescimento da ilha rumo NE, com concomitante erosão da ilha de Iguape na margem oposta do canal lagunar de Icapara (praia do Leste).

Tessler (1982), em sua dissertação de mestrado, afirmou que a “inexistência de uma gradação perfeita do ambiente marinho para o fluvial, na região de Cananéia-Iguape, típica de ambientes lagunares, deve-se a fatores locais e regionais que alteram as condições de desenvolvimento normal da laguna”.

Estudando uma carta náutica datada de 1969 e levantamentos aerofotogramétricos de 1962 e 1973, Tessler & Furtado (1983) descreveram estágios de crescimento de feições sedimentares, como pequenas ilhas e esporões, presentes nos canais lagunares do Mar de Cananéia e do Mar de Iguape. Com base nesse estudo, concluíram que a deposição dos sedimentos obedece a rumo preferencial coincidente com as correntes de maré geradas na vazante, exceto no trecho entre o início do Mar de Iguape e a desembocadura do Valo Grande, onde há redistribuição homogênea do material sedimentar, evidenciada pelo nítido crescimento bidirecional das feições sedimentares. Os mesmos autores, ainda que sem medir a taxa histórica de crescimento das feições, detectaram haver um “processo pronunciado de assoreamento dos canais lagunares”.

Um modelo mais complexo de circulação costeira para a região foi depois proposto por Souza (1997), com base em dados granulométricos, aerofotogramétricos e evidências erosivas observadas em campo. Seus resultados indicaram que, apesar da ligeira predominância do transporte litorâneo para NE, existiriam duas células de deriva litorânea, com zona de divergência (fornecimento sedimentar) no setor centro-sul da ilha.

O padrão observado de crescimento dos cordões litorâneos da Ilha Comprida, concordante com o atual sentido predominante de transporte no litoral sul paulista, indica que, provavelmente, a partir do máximo transgressivo holocênico, o rumo predominante de transporte já era esse (Tessler, 1988; Guedes, 2003). Ademais, análises sedimentológicas realizadas longitudinalmente à costa deram indícios de que durante a fase de deposição desta formação as condições hidrodinâmicas eram muito semelhantes às atuais (Tessler, 1988).

Geobrás (1966) e Tessler (1988) afirmam que a migração das desembocaduras de Icapara e de Ararapira (mais a sul da desembocadura de Cananéia – fronteira com o estado do Paraná) não obedecem ao sentido predominante da deriva litorânea e sim à dinâmica de meandramento do canal. Segundo Mihály (1997), a migração da desembocadura de Ararapira para SW ocorre por dinâmica de meandramento da corrente de maré vazante, nos períodos de fraco bloqueio hidráulico pela desembocadura e com conseqüente predomínio de deriva litorânea para NE. Já durante os períodos de bloqueio hidráulico intenso, a deriva predominante para SW, na margem esquerda da desembocadura, seria o fator responsável pelo crescimento da barra de Ararapira para SW.

2.5. Marés

Medidas obtidas na estação maregráfica da base avançada do Instituto Oceanográfico da USP (IO-USP) em Cananéia, situado no lado interno do limite sudoeste da Ilha Comprida, permite a verificação de uma ascensão de cerca de 4 mm/década do nível médio do mar entre 1956 e 2000 (Harari *et al.*, 2004). A amplitude da maré média durante o mesmo período varia entre 1,2 m na maré alta e 0,25 m na maré baixa (Mesquita & Harari, 1983; Giannini *et al.*, 2006; Figura 2.3), sendo portanto pertencente a regime de micromarés, na classificação de Davies (1964). O padrão de circulação obtido de modelos de propagação da maré calculados pelo conjunto de resultados horários de elevação e correntes, por ciclo de maré completo, indica transporte resultante para NE, aproximadamente paralelo à costa (Picarelli *et al.*, 2002).

Figura 2.3. Diagrama de alturas de maré preditas pela estação maregráfica da base avançada do IO-USP, em Cananéia (baseado em Harari & Mesquita, 2003). Nível médio: 0,8 m.

2.6. Ondas

Dois sistemas de trem de ondas subordinados aos mecanismos de circulação atmosférica do Atlântico Sul agem na região da Ilha Comprida: um de NE, associado aos ventos alíseos, e outro de SE, relacionado a frentes frias (Tessler, 1988). Dados de ondas coletados pela Geobrás (1966) e pelo Centro Tecnológico de Hidráulica da Universidade de São Paulo (CTH-USP, 1973) na Ilha do Bom Abrigo, situada a SE da ponta sul da Ilha

Comprida, indicam predominância de alturas de onda (90%) entre 0,5 e 2 m, sendo que, destas, 50% situam-se entre 1 e 1,5 m. O período médio de ondas gerado durante a ação dos ventos mais freqüentes (SE) é de $8,8 \pm 1$ s (Geobrás, 1966).

Os dois sistemas de ondas são responsáveis pela geração de direções opostas de correntes de deriva ao longo da costa, com transporte predominante para NE evidenciado pelo desvio de pequenas desembocaduras lagunares e pelos padrões de variação de propriedades sedimentológicas (Tessler, 1988; Souza 1997). A deriva litorânea ao longo da costa para NE, somada ao meandramento da desembocadura de Icapara sob o efeito de correntes de maré vazante, explicariam o crescimento da Ilha Comprida para esta direção, simultânea à erosão da ilha de Iguape na margem oposta da desembocadura (praia do Leste).

2.7. Drenagens

Todas as principais drenagens do anfiteatro de sedimentação no qual se insere a Ilha Comprida (item 2.1) pertencem à bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. Seus principais afluentes nesse anfiteatro são os rios Ribeira do Cunha, Jacupiranga, Perobava e das Pedras.

Pequenos córregos costeiros, informalmente chamados “sangradouros”, ocorrem de forma esparsa ao longo da ilha, em geral efêmeros e de dimensões muito pequenas (até 10 m de largura e 0,5 m de profundidade). O presente estudo identificou as regiões no entorno das distâncias 7 e 17 km (sentido de SW para NE) como as que, aparentemente, possuem sangradouros mais perenes. No trecho em questão, o sistema praia-duna denota influência morfológica direta da presença dos sangradouros: as dunas frontais, por eles interrompidas, apresentam-se mais aplainadas e vegetadas, com tendência à morfologia de terraço.

2.8. Vegetação

Nas serranias do anfiteatro de sedimentação ao qual pertence a Ilha Comprida, ocorre vegetação de floresta latifoliada tropical, em alguns casos de remanescentes da Mata Atlântica (Souza & Capellari Jr., 2004). Na planície costeira, herbáceas de brejo encontram-se nas áreas alagadiças relacionadas a “ribeirões”, e matas de “restinga”, nas áreas mais secas. Pelo entorno da laguna, a vegetação de mangue se destaca. Por toda a orla atlântica, a vegetação predominante é de psamófitas (Maretti & Filet, 1988), especialmente sobre terraços e cordões de dunas frontais.

Para o litoral paulista, Hueck (1955) reconhece *Iresine portulacoides* St.-Hil. e *Spartina ciliata* Kunth como sendo as duas associações mais importantes de psamófitas relacionadas às dunas frontais. As espécies incluídas pelo autor nestas associações, variam, segundo ele, de região para região ao longo da costa de São Paulo. A região costeira mais próxima da Ilha Comprida em que estas associações foram descritas é a de Peruíbe, onde as espécies associadas a *Iresine portulacoides* St.-Hil., em ordem de abundância e densidade de cobertura, são: *Hydrocotyle umbellata* L., *Ipomea litoralis* Boiss., *Ipomea pes-caprae* Sweet., *Canavalia obtusifolia* DC. e *Acicarpa spathulata* R.Br. Entre as espécies associadas a *Spartina ciliata* Kunth nessa mesma região, Hueck (1955) destaca *Polygala cyparissias* St. Hil., *Oxypetalum tomentosum* Wight, *Plantago catharinea* Decaisne, *Hydrocotyle umbellata* L., *Ipomea litoralis* Boiss., *Phaseolus adenanthus* Mey. e *Vigna luteola* (Jacq.) Benth.

2.9. Dunas eólicas

Segundo Suguio & Petri (1973), algumas cristas de dunas da Ilha Comprida encontram-se cobertas por vegetação, e portanto mais estabilizadas, como é o caso das situadas mais no interior da ilha. As demais encontram-se em menor ou maior grau de atividade, o qual aumenta com a proximidade da praia.

Segundo Suguio *et al.* (1999), estas cristas de dunas foram formadas provavelmente por trabalho eólico superficial de cristas praias. Através de datações por termoluminescência (TL), estes autores definiram as atividades eólicas mais importantes da ilha como holocênicas. Foram reconhecidas duas fases principais: uma anterior ao estágio de culminação do nível do mar holocênico em aproximadamente 5100 anos AP, e outra após a nova fase de elevação do nível do mar, por eles admitida em, aproximadamente, 3500 anos AP. Baseados nessas datações, os autores identificaram uma tendência de aceleração na velocidade de crescimento da ilha nos últimos 3000 a 2000 anos.

Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) ressaltam que, como as paleodunas datadas por Suguio *et al.* (1999) ocorrem restritas à faixa correspondente aos 300 m mais externos da ilha, as idades obtidas (várias delas superiores a 5100 anos AP) permitem interpretar a Ilha Comprida, em quase sua totalidade, como mais antiga que o máximo NRM holocênico. Assim, o máximo transgressivo teria sido alcançado antes do máximo NRM, um paradoxo. Portanto, segundo Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003), os referidos dados aparentemente contrariam a suposição de uma segunda fase de regressão após 3500 anos AP, admitida por Martin &

Suguio (1978). Pelo mesmo motivo, contrariam também a idéia de aceleração do crescimento da ilha nos últimos 3000 a 2000 anos.

A importância da fixação de areia eólica na geração das primeiras formas dunares foi reconhecida por Hueck (1955), para o litoral paulista, em duas associações vegetais principais: a de *Iresine portulacoides* e a de *Spartina ciliata*. Segundo o autor, a primeira associação tem destaque nas partes da praia mais próximas do mar e com freqüentes incursões aquosas, devido à sua resistência diferenciada às condições de alta salinidade e, ao mesmo tempo, de baixa coesão do substrato. A segunda associação, ligeiramente mais interior, destaca-se por sua adaptação a condições muito mais secas e de temperaturas elevadas (até 60°C na superfície), além da baixa coesão das areias.

Hueck (1955) aponta também para diferenças morfológicas entre as duas associações, razão do sucesso de cada qual em colonizar seu meio. Em última instância, essas diferenças impõem condições distintas no estabelecimento das primeiras dunas (por ele chamadas embrionárias). A associação de *Iresine portulacoides* é de constituição rasteira (até 20 cm), entrelaçada e disseminada (até 15 m), com numerosas raízes pequenas (até 15 cm, exceto a raiz pivotante, com até 1 m), o que permite a deposição e posterior fixação (durante o crescimento de novas plantas) de areia na direção oposta ao vento competente (“sombra da planta”) (Figura 2.4). Este estabelecimento inicial de areia eólica seria por vezes precursor do papel então desempenhado pela associação de *Spartina ciliata*. Esta última constitui-se de gramíneas melhor individualizadas, e de crescimento vertical mais importante (até 1 m), inclusive o das raízes (até 30 cm), com folhas do tipo “enroladas” e flexíveis. Apesar de individualizadas, essas gramíneas crescem em agrupamentos bem cerrados e de maneira acelerada, o que favoreceria também o rápido desenvolvimento das dunas frontais incipientes, com ângulos de acumulação de sotavento de até 30° (Figura 2.4).

Figura 2.4. Associações florísticas relacionadas à fixação pioneira de formas dunares no Estado de São Paulo, segundo Hueck (1955). A: associação de *Iresine portulacoides*. B: associação de *Spartina ciliata* (vento predominante da esquerda para direita). Baseado em Hueck (1955).

2.10. Minerais pesados

No âmbito do estudo de sedimentos costeiros quaternários do Brasil, a análise de minerais pesados tem sido feita tanto para o estudo de dinâmica local (Tessler, 1982, 1988; Giannini, 1987; Giannini, 1993, Giannini *et al.* 1995, 2004) como para a diferenciação entre areias do Pleistoceno Superior e do Holoceno (Giannini, 1987, 1989, 1993; De Mio & Giannini, 1997). Mesmo dentro de intervalos de tempo menores (dentro do Holoceno), variações sutis têm sido observadas na composição de minerais pesados de mesma área (Angulo *et al.*, 1994, 1996; Giannini *et al.*, 1997).

Estudando assembléias de minerais pesados em areias da Ilha Comprida, Tessler (1988) descreve que a dificuldade de distinção entre os fatores sin e pós-deposicionais torna-se grande obstáculo ao reconhecimento das variáveis determinantes das mudanças mineralógicas locais e regionais. O autor cita ainda a importância da complementação das avaliações quantitativas com informações qualitativas sobre a forma dos grãos, na tentativa de distinção dos fatores sin e pós-deposicionais.

Na planície lagunar de Cananéia-Iguape (à retaguarda da Ilha Comprida), a assembléia de minerais pesados foi estudada por Petri & Suguio (1973), Barcelos (1975) e Tessler (1982, 1988), na tentativa de caracterizar as fontes primárias dos sedimentos presentes. Nesta região,

Petri & Suguio (1973) identificaram assembléia de minerais pesados coincidente com a associação anteriormente reconhecida pelos mesmos autores (Petri & Suguio, 1969) nas rochas metassedimentares proterozóicas do então chamado Grupo Açungui, onde os minerais reconhecidos, em ordem decrescente de abundância, foram: clorita, turmalina, apatita, zircão, sillimanita e rutilo.

Além dos metassedimentos do Supergrupo Açungui, Barcelos (1975) associou como fonte primária aos sedimentos dos “diversos ambientes deposicionais” da Ilha Comprida, os gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Costeiro. Conforme o autor, as rochas metassedimentares seriam a principal fonte de cianita, estauroлита e sillimanita, ao passo que turmalina, hornblenda, epídoto, zircão, rutilo, titanita, hiperstênio, monazita e apatita teriam como principal origem o Complexo Costeiro.

Tessler (1982) reconheceu mais tarde as mesmas fontes primárias de suprimento de sedimentos para a área (Complexo Costeiro e Supergrupo Açungui) apontadas por Petri & Suguio (1973). Porém, segundo o autor, a ocorrência de distintos graus de arredondamento para um mesmo mineral, indicando variação na intensidade de transporte e retrabalhamento, dificultaria reconhecer a importância da contribuição de cada uma das fontes.

Posteriormente, Giannini (1987) e Tessler (1988) sugeriram que os sedimentos atuais da região litorânea sul paulista seriam influenciados também por áreas-fontes submersas situadas na plataforma continental, cujos sedimentos relíquias de fundo seriam remobilizados. Segundo os autores, andaluzita, cianita e estauroлита seriam preferencialmente provenientes dessa região. A justificativa é que a presença desses três minerais é marcante na plataforma continental do litoral sul de São Paulo (Kowsmann & Costa, 1979). Em suas análises, Tessler (1988) verificou a presença desses minerais na zona intermarés e em “plataforma rasa”. Não obstante, epídoto, granada, hornblenda, rutilo, sillimanita, turmalina e zircão teriam sua derivação primária a partir das rochas aflorantes nas serranias localizadas à retaguarda da planície costeira. O autor também verificou tendência de ocorrer minerais pesados mais estáveis na porção sudoeste da Ilha Comprida, e de minerais mais instáveis na porção nordeste, estes tendo como principal foco alimentador, segundo ele, a desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) utilizaram-se da variação mineralógica (índice de instáveis e ZTR), aliado a outras evidências (inclusive datações por ^{14}C e luminescência opticamente estimulada) para questionar a suposta existência, no sul da Ilha Comprida, da Formação Cananéia (Pleistoceno). Segundo o mapa de Suguio & Martin (1978b), haveria ali o contato entre esta formação e as areias holocênicas da posteriormente denominada Formação Ilha Comprida. Em virtude da diferença brusca de idade, seria esperada uma diferença

significativa no índice ZTR e na porcentagem de minerais instáveis na altura do contato estratigráfico Pleistoceno/Holoceno, o que se refletiria em um “degrau” no gráfico de variação desses índices mineralógicos. Degraus desse tipo, no contato do Pleistoceno com o Holoceno, foram encontrados, por exemplo, em Peruíbe (De Mio & Giannini, 1997) e na planície de Paranaguá (Giannini *et al.*, 1997; Lessa *et al.*, 2000). Num transecto realizado no sul da Ilha Comprida, entretanto, Guedes (2003) não observou o padrão em “degrau”, mas somente uma variação sutil e contínua, similar à encontrada em outros dois transectos (centro e norte) que, de acordo com o mapa citado, atravessam apenas sedimentos holocênicos.

Num perfil paralelo ao feixe de cordões da face lagunar da Ilha Comprida, em sua extremidade nordeste, Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) observaram aumento da porcentagem de minerais instáveis, bem como decréscimo do índice ZTR, de SW para NE. A mesma tendência foi notada pelos autores ao comparar o mesmo índice em três perfis transversais de diferentes localizações na ilha. Uma tendência análoga já tinha sido apontada por Tessler (1988) em sedimentos de praia atual ao longo da ilha. Estas tendências podem ser indício de que as condições de transporte (por deriva litorânea) e sedimentação (distribuição da granulação e minerais pesados) não teriam mudado de modo significativo ao menos desde a formação deste cordão mais interno (mais antigo) na extremidade nordeste da Ilha Comprida. Segundo Giannini *et al.* (2003b, páginas 1 e 5) e Guedes (2003, páginas 38, 46 e 47), o fato pode decorrer da contínua renovação do aporte sedimentar pela desembocadura do rio Ribeira de Iguape, situada na extremidade nordeste da ilha, e da maior exposição de sua porção sudoeste à dissolução pós-deposicional (por ser esta região a mais antiga).

Outra interpretação possível para este fato seria a existência de deriva litorânea longitudinal voltada para SW, padrão oposto ao dominante no litoral sul paulista em geral e também admitido para a Ilha Comprida por Tessler (1988). Porém, como ressaltam Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003), a interpretação de deriva para SW baseada em minerais pesados não leva em consideração a influência do aporte fluvial diferenciado nas duas extremidades da ilha, nem a possibilidade da existência de um padrão mais complexo de deriva litorânea, como admitido por Souza (1997). Segundo esta autora, apesar da predominância do transporte litorâneo para NE, uma célula menor, voltada para SW, existiria atualmente no sul da ilha. A zona de divergência (fornecimento) entre as duas células seria posicionada no setor centro-sul da praia.

O perfil da porção sul da Ilha Comprida, obtido por Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003), localiza-se a sotamar da célula de deriva litorânea sudoeste (para SW) identificada por Souza (1997), o que pode explicar sua maior maturidade mineralógica. Enquanto isso, os perfis executados no centro e norte da Ilha Comprida, pelos primeiros autores, seriam influenciados

não somente pela célula de deriva para NE como também pelo aporte renovado da desembocadura de Icapara. Seu perfil sul também se localiza na área de influência de uma desembocadura, a de Cananéia, a qual, no entanto, drena principalmente os sedimentos da Formação Cananéia, mais maturos mineralogicamente. Além disso, a descarga da desembocadura de Icapara aparentemente é superior, em função da presença do rio Ribeira de Iguape na laguna imediatamente à retaguarda. O aporte de sedimentos “novos” na parte sudoeste da ilha seria, portanto, relativamente reduzido (Giannini *et al.* 2003b, Guedes 2003).

Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) ressaltam ainda o fato de que os cordões se tornam cada vez mais velhos rumo SW, aumentando seu tempo de exposição à dissolução pós-deposicional. Este fator também ajudaria a explicar a perda de maturidade mineralógica rumo NE.

CAPÍTULO 3 - MÉTODOS

3.1. Levantamento bibliográfico

Em adição às questões ligadas à geologia regional e local, e à fisiografia da área, o levantamento bibliográfico abrangeu temas de caráter conceitual e metodológico. No aspecto conceitual, a compilação bibliográfica contemplou os termos cordão litorâneo, praia e dunas costeiras, incluindo seus correlatos na comunidade científica de língua portuguesa e inglesa, com destaque para aspectos históricos, definições/redefinições e implicações genéticas.

Contemplou também uma revisão da terminologia mais usual na descrição de dunas costeiras. Os temas metodológicos compilados foram análise granulométrica e mineralógica, suas aplicações e implicações, inclusive as aplicadas à área de estudo, e seu significado geológico.

3.2. Nomenclatura e base conceitual

3.2.1. Perfil de praia

Sendo o sistema praia - duna frontal integrante de um sistema deposicional maior, a planície costeira de cordões (*strandplain*), caracterizado por depósitos tipicamente relacionados a costa dominada por ondas, torna-se importante uma padronização prévia das terminologias adotadas para a zona de mudanças de ondas em águas rasas, com destaque para as feições morfológicas do prisma praial emerso e submerso.

A classificação e subdivisão dos principais elementos praias varia de autor para autor, problema semelhante ao observado na classificação de cordões litorâneos. Os problemas vão desde a tradução confusa dos termos no português até a dificuldade de sua delimitação nos textos da literatura internacional.

No Brasil, destacam-se pelo menos quatro tentativas de padronização dos termos, através de revisão bibliográfica criteriosa e discussão de características morfológicas e/ou dinâmicas mais relevantes: Angulo (1996), Hoefel (1998), Suguio (1998) e Muehe (2004). Segundo Angulo (1996), um problema comum nas classificações de elementos morfológicos de praia (e que se mantém em parte das propostas posteriores à dele) reside no fato de o posicionamento de alguns elementos não condizer com o princípio de que, em toda e qualquer região submersa da praia, deva existir atuação regular de processos de ondas em tempo bom.

Assim, por exemplo, a presença de material lamítico na antepraia da classificação de Hoefel (1998) pressupõe a extensão da praia, nesta classificação, além do nível de base da atuação das ondas de tempo bom (*mean fair water wave base*).

Na classificação de Suguio (1998), as partes constituintes dos sistemas costeiros associados a praias não leva em conta sua variabilidade em função de diferentes níveis de marés (alta, baixa e de sizígia), nem do nível de base de ondas de tempestade. Já na classificação de Muehe (2004), bermas de praia podem fazer parte de cordão litorâneo, ilha-barreira, “pontal”, esporão ou “planície de cristas de praia”, termos que aqui se consideram referentes a diferentes feições, tanto em origem como em escala. Mesmo autor afirma ainda que dunas frontais possam ser consideradas parte do prisma praial, por ali residir sua fonte de sedimentos, à qual retornam eventualmente por ação de tempestades. Nesta dissertação, prefere-se separar estes dois elementos, por envolverem agentes de transporte distintos, ainda que a forte interação reconhecida por Muehe (2004) esteja contemplada no tratamento como sistema. Pelos motivos expostos a classificação adotada nesta dissertação é a de Angulo (1996) (Fig. 3.1).

Figura 3.1. Terminologia usada para designação das várias partes constituintes de sistemas costeiros clásticos associados a praias dominadas por ondas. Baseado em Angulo (1996).

3.2.2. Dunas costeiras

Entre as modernas classificações de dunas costeiras, uma das mais usuais é devida a Hesp (2000) e Hesp (2003). De acordo com esta classificação, as dunas são agrupadas morfologicamente em quatro tipos: frontais (*foredunes*), rupturas de deflação (*blowouts*), parabólicas (*parabolic dunes*) e campos de dunas transgressivos (*transgressive dunefields*). Porém, como destaca Bentz (2004), este último tipo não corresponde a um tipo de duna específico, sendo de hierarquia superior às demais feições.

Dunas frontais são definidas como depósitos formados no pós-praia ou antepaia superior pela retenção de areia costeira pela vegetação pioneira (Giannini *et al.* 2005). De acordo com Hesp (2000), as dunas frontais começam como dunas incipientes ou embrionárias e evoluem, com o aumento da altura, da complexidade morfológica e da diversidade de cobertura vegetal, para dunas estabelecidas. Desse modo, esse autor usa dois critérios para a

subdivisão de dunas frontais: diversidade da cobertura vegetal e complexidade da morfologia. As dunas frontais incipientes podem ainda ser subdivididas, quanto à morfologia, em terraços, cordões (*ridges*) e rampas.

Terraços de dunas frontais caracterizam-se pela morfologia de topo sub-horizontalmente aplainado. Cordões de dunas frontais caracterizam-se por um topo convexo. Rampas de dunas frontais são depósitos em cunha que se desenvolvem apoiados sobre falésias ou na face barlavento de dunas em cordão ou terraço; são, portanto, tipicamente desprovidas de face de avalanche (*slipface*).

Sucessões de cordões de dunas frontais são separados por áreas baixas de interdunas, por vezes chamadas *swales*. Hueck (1955), estudando associações florísticas relacionadas a dunas do litoral paulista, aponta que depressões semelhantes a *swales* podem evoluir da atuação concomitante de dois fatores: i) presença de duna mais antiga e interior, com falésia estabilizada por desenvolvimento de espécimes vegetais mais densos e complexos (inclusive com início de formação de solo); ii) aproximação de uma frente dunar jovem (de areia incoesa e com crista definida) em direção à falésia morta da duna mais antiga. Ao subir pelo leito da duna mais jovem e atingir a falésia da duna mais antiga, o vento passaria a soprar em redemoinho, mantendo a depressão existente entre as duas dunas (Figura 3.2).

Figura 3.2. Modelo esquemático proposto por Hueck (1955) para o estabelecimento de depressões interdunares no litoral sul paulista. 1: redemoinho de vento. 2: duna antiga (mais estabilizada e interior) escarpada. 3: frente dunar jovem. 4: falésia dunar expondo denso sistema de raízes. Baseado em Hueck (1955).

Por sua maior proximidade e maior interação sedimentar com a praia, e em vista da proposta desta dissertação de estudar a interação praia - duna frontal, torna-se conveniente considerar em especial as dunas frontais incipientes, incluindo as do tipo *nebkha*. *Nebkhas* são montículos de areia formados por deposição eólica em meio à vegetação (Killian, 1945; *apud* Ternberg, 1994). São tipicamente circulares, sem face de avalanche e com rampa a sotavento tênue e lisa. Quando possuem cauda alongada no sentido do vento, denominam-se dunas de sombra (*shadow dunes*; Giannini *et al.*, 2005). Os *nebkhas* também são conhecidos como *coppice dunes* e *rebdou* (Nickling & Wolfe, 1994).

Feições erosivas associadas às dunas, como falésias e rupturas de deflação, também tornam-se importantes no estudo proposto da interação praia - duna frontal. Segundo Hesp (2000) e Giannini *et al.* (2005), rupturas de deflação (*blowouts*) são feições mistas (erosivo-deposicionais) geradas por remoção e redeposição eólica local de depósitos arenosos preexistentes. A ruptura dá-se na produção de bacia deflacionar (*deflation basin*) delimitada por paredes erosivas (*erosional walls*) subparalelas que se fecham, rumo sotavento, em lobos deposicionais (*depositional lobes*) em forma de “U”, e com presença de face de avalanche (*slipface*) associada.

3.2.3. Gênese e definições de cordões litorâneos

Neste trabalho, considerou-se importante a definição de cordões litorâneos, pelos seguintes aspectos: i) em escala de fotografias aéreas, foram utilizados na definição de estágios evolutivos de crescimento da Ilha Comprida (Geobras, 1966; Martin & Suguio, 1975; Suguio *et al.*, 1999; Giannini *et al.* 2003a; Guedes, 2003); ii) em escala de campo, trata-se de morfologia comum a dunas eólicas, sejam dunas frontais, sejam outros tipos de depósitos superimpostos a cordões praias (*beach-ridges*) preexistentes. A presença destes depósitos eólicos, ademais, pode ressaltar o alinhamento original das antigas linhas de praia, facilitando a fotointerpretação da evolução costeira (Bentz, 2004).

Na literatura geocientífica, o termo cordão litorâneo foi por muito tempo chamado “restinga”, termo que, no entanto, era estendido também a feixes de cordões e a flechas arenosas (Lamego, 1940; Bigarella, 1946; Larras, 1964 *apud* Suguio, 1998). Entre biólogos e botânicos, o mesmo termo é usado para referir-se a vegetação costeira característica de terrenos arenosos não alagados, incluindo em tese dunas costeiras, mas não necessariamente dunas frontais. Mesmo aqui, o uso do termo reveste-se de certa subjetividade ou imprecisão

Cordões litorâneos também têm sido chamados por geocientistas cordões praias (*beach-ridges*). Este último termo foi e tem sido classificado de maneiras diferentes, às vezes confundido com berma (Davies, 1957; Bird, 1960), barra longitudinal de praia (*longshore bar*; Curray *et al.*, 1969), duna frontal incipiente (McKenzie, 1958) ou uma mistura de processos eólicos e marinhos (Otvos, 2000).

Hesp *et al.* (2005) propuseram uma série de definições, tendo em vista a separação, quanto a gênese e morfologia, entre cordões praias, dunas frontais incipientes e bermas de praia. De acordo com esta proposta, cordões praias seriam depósitos persistentes (contínuos ao longo da praia) construídos essencialmente por processos marinhos (espraçamento e ondas de tempestade) acima do nível de maré alta de quadratura. Essa definição os distingue bem de bermas, que seriam depósitos não-persistentes e que podem se formar a qualquer nível de maré na praia, exceto sua crista, geralmente posicionada de acordo com o nível de maré alta de quadratura (King, 1972). Também o distingue de bancos ou barras longitudinais (*longshore bars*), formadas sempre em região subaquosa, abaixo do nível de maré alta (i.e. Wright & Short, 1984).

Giannini (2002, 2006) recomenda o uso do termo cordão litorâneo para toda e qualquer feição sedimentar construtiva de relevo positivo e linear, paralela a subparalela à paleocosta, desde que não se conheça ou não se queira explicitar a sua gênese. Assim, um cordão litorâneo pode ser na verdade um antigo cordão de praia, de dunas, ou uma superposição dos dois. Esta definição é a que melhor atende às necessidades desta Dissertação de Mestrado, e será adotada no desenrolar do texto.

3.3. Atividades de campo

Realizou-se jornada de campo destinada ao estudo de morfologias e coleta de amostras para análise granulométrica e mineralógica. Uma preparação de campo foi executada, voltada à aquisição de mapas descritivos das feições e depósitos previamente estudados, e para reconhecimento das toponímias. Para isso, foram usados especialmente os mapas de Barcelos (1975), na escala 1:100.000, Suguio & Martin (1978a, b) na escala 1:50.000, e Guedes (2003) na escala 1:25.000. Detalhes com respeito à evolução temporal histórica (últimos 40 anos) da parte mais externa da Ilha Comprida puderam ser examinados por fotografias aéreas datadas de 1962 (escala 1:25.000) e 2000 (escala 1:35.000), adquiridas junto à BASE Aerofotogrametria e Projetos S.A.

As fases posteriores começaram pelo trabalho de campo propriamente dito e incluíram descrições detalhadas das feições morfológicas de praia e duna frontal incipiente (DFI), suas relações espaciais, e dedução dos processos dinâmicos a elas associados.

Também foi realizado perfil de amostragem sedimentológica ao longo do sistema praia - duna, coletando-se duas amostras por ponto, uma na zona de espraiamento e outra na crista das dunas frontais incipientes imediatamente adjacentes. Adotou-se amostragem regularmente espaçada (aproximadamente 1 km, controlado com odômetro a precisão de 0,1 km), a fim de examinar os padrões de variação longitudinal dos atributos sedimentológicos ao longo do sistema praia – duna e assim inferir possíveis células de deriva litorânea. A inferência mais precisa possível destes padrões é ainda importante para a compreensão de processos de erosão em andamento.

Durante o desenvolvimento do trabalho de campo, tentou-se estabelecer uma rotina de trabalho, constituída pelas seguintes etapas, quando possível:

1. Localização do ponto, com uso de aparelho GPS e folha topográfica.
2. Para dunas frontais, caracterização de morfologia (Hesp, 2000, 2003), estágios de erosão/deposição e, nas incipientes, estudo da vegetação quanto a espécies e distribuição espacial.
3. Medição da distância e da altura entre a zona de espraiamento e o sopé da duna frontal incipiente, feita a passo e nível de mão, para verificar a variação da declividade do perfil praial. Nesta etapa, uma carta preditiva da variação local da maré (estação de Cananéia) foi utilizada para referenciar todas as medidas a um mesmo *datum* de nível do mar.
4. Classificação qualitativa das morfologias da praia e do regime de quebra de ondas (Galvin, 1968).
5. Documentação fotográfica detalhada da morfologia do terreno, com uso de câmera profissional (Canon EOS-5).
6. Coleta de amostras destinadas à caracterização textural-mineralógica de grãos.

3.3.1. Cálculo da largura e declividade da praia

Medições de campo de coordenadas UTM, largura da praia e altura das dunas foram registradas em planilha eletrônica ExcelTM. A planilha foi utilizada também para programação do cálculo de declividade e para padronização das medidas de largura da praia a um *datum* de maré (neste caso, maré média). Esta padronização foi feita através de operações

trigonométricas com base na tábua da marés de Cananéia para o ano de 2004 (Harari & Mesquita 2003) (Figura 3.3).

Figura 3.3. Trigonometria utilizada para padronização das medidas de largura da praia, na Ilha Comprida (extraído de Tanaka, 2005).

A descrição morfológica de campo, associada às fotografias digitais obtidas durante o trabalho de campo, permitiu a confecção de contornos das formas dunares, com auxílio do *software* AutoCAD™. Este procedimento serviu de base para a construção de blocos-diagrama esquemáticos do sistema praia - duna frontal.

3.4. Atividades de laboratório

3.4.1. Análise granulométrica

As análises granulométricas foram executadas no Laboratório de Sedimentologia (Labsed) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP).

As amostras desagregadas, em massas iniciais entre 60 e 80 g, foram submetidas a pipetagem para quantificação de silte mais argila ($> 4 \phi$ na escala de Krumbein). A restrição da pipetagem a apenas um intervalo foi adotada em vista da natureza essencialmente

psamítica das amostras. O processo seguinte consistiu na lavagem das amostras para eliminação de sais por elutriação. Após sua secagem em estufa, a areia foi submetida a peneiramento ao vibrador mecânico em intervalos de 0,5 *phi*. A massa de fundo obtida no processo de peneiramento das amostras de dunas foi atribuída a um conteúdo adicional em silte grosso (supostamente não detectada na pipetagem por ser constituída essencialmente de minerais pesados, cuja velocidade de decantação é superior a do quartzo). No caso das amostras de praia, a massa de fundo na maioria das vezes não foi suficiente para influir nos resultados estatísticos.

3.4.2. Análise de minerais pesados

Para a identificação de minerais pesados, foram analisadas 64 amostras na fração areia muito fina, sendo metade da parte superior da antepraia (nível médio de espreamento) e metade de dunas frontais incipientes, coletadas no sentido longitudinal da Ilha Comprida. A amostragem analisada corresponde a uma quota da estudada quanto à granulometria, espaçada, neste caso, a cada 2 km.

Em seguida, as amostras foram submetidas a separação densimétrica por flutuação e afundamento em líquido denso (bromofórmio, CHBr_3 , $d \approx 2,85 \text{ g/cm}^3$). Teoricamente, por uma questão de equivalência hidráulica entre os minerais leves, dominantes, e os pesados, a análise deveria ser aplicada à classe de 1 *phi* imediatamente mais fina que a classe modal da amostra integral (Giannini, 1993). No entanto, praticamente todas as amostras apresentaram classe modal na fração mais fina do intervalo areia (areia muito fina, 0,125 a 0,062 mm) decidindo-se por isso adotar a própria fração modal para a separação de minerais pesados.

As frações de minerais pesados das amostras separadas ao bromofórmio foram submetidas à separação magnética. Esta separação consistiu em atritar de maneira suave um ímã, devidamente envolto em saco plástico com espessura maior que 0,5 mm, sobre a fração de grãos pesados previamente espalhada em superfície lisa. Em seguida, retirou-se o ímã do interior do saco plástico, liberando-se os grãos magnéticos para o recipiente destinado à pesagem em balança analítica.

Da fração de pesados não-magnéticos, foram confeccionadas lâminas, com bálsamo do Canadá natural como meio de imersão, para a contagem em microscópio óptico dos minerais transparentes não-micáceos. Esta quantificação foi feita até um total de pelo menos 100 grãos.

O reconhecimento óptico de minerais por petrografia convencional seguiu à recomendação de Mange & Maurer (1992), segundo a qual a especificação do mineral

específico, dentro de um grupo isoestrutural (grupo da turmalina ou da hornblenda, por exemplo), só deve ser feita caso se disponha de métodos de determinação mais conclusivos. De acordo com essa recomendação, a referência à suspeita de determinado mineral, com base apenas em características ópticas (cor de interferência, relevo etc.) insuficientes para sua determinação segura, deve ser feita na “forma adjetivada”. Como exemplo, uma turmalina que apresentar pleocroísmo em tons de amarelo a marrom claro será classificada como “turmalina dravítica”, ao invés de dravita, uma vez que a variação da cor natural do mineral ao estudo petrográfico pode ser influenciada por fatores como espessura da lâmina, luminosidade etc.

A identificação de possíveis áreas-fontes para as areias estudadas, com base em mineralogia de pesados, levou em consideração interpretações de trabalhos anteriores realizados na região e proximidades (Giannini, 1987; Tessler, 1988; Guedes, 2003; Bentz, 2004), e uso do mapa de geologia regional (Figura 2.1 e Quadro 2.1) baseado em IPT (1981), Passarelli (2001) e Faleiros (2005). Foram verificados, neste aspecto, a abundância de cada litologia e a posição sobre elas das principais redes de drenagem.

Com base nos resultados de contagem, foi calculado o índice ZTR, conforme Hubert (1962), e a soma dos minerais metaestáveis e instáveis, adotando-se a classificação de estabilidade de minerais pesados de Pettijohn (1957). No perfil longitudinal realizado, para a praia e dunas frontais, foi analisada a variação da soma percentual de minerais ultraestáveis (índice ZTR – zircão, turmalina e rutilo), de minerais metaestáveis (índice MET – epidoto, estauroлита, sillimanita, cianita, andaluzita, granada e monazita) e dos instáveis (índice INS – hornblenda, hiperstênio, tremolita e clinopiroxênios).

Devido à sua inclusão entre os minerais pesados quantificados no presente estudo, torna-se necessário definir o termo alterita. São considerados alteritas todos os grãos de minerais cuja distinção petrográfica encontra-se dificultada por alteração intempérica parcial a total, definição semelhante à proposta original de van Andel (1958). Na análise mineralógica realizada, a presença de alterita foi quantificada, porém ser ser computada no cálculo dos índices de maturidade.

De modo a verificar o efeito da seleção hidráulica sobre a distribuição de minerais pesados, foi utilizado um gráfico do tipo “mais equidimensionais e densos” (alto equivalente hidráulico) versus “mais alongados/oblatos e menos densos” (baixo equivalente hidráulico) (Rubey, 1933; Rittenhouse, 1943). Isto parte do princípio de que minerais mais longos (e/ou oblatos) e menos densos, como hornblenda, são transportados a distâncias maiores que os mais equidimensionais e mais densos, como zircão.

Foram agrupados, entre os “mais equidimensionais e densos”, os minerais: zircão, rutilo, estauroлита, granada e monazita. O restante (turmalina, hornblenda, cianita, sillimanita,

andaluzita, epídoto, hiperstênio, clinopiroxênios e tremolita) foi agrupado entre os “mais alongados/oblatos e menos densos”.

Em tese, todos os minerais considerados instáveis ou metaestáveis na classificação de Pettijohn (1957) incluem-se na categoria dos “mais alongados e menos densos”. O mesmo é válido para os minerais ultraestáveis, em relação aos mais equidimensionais e densos, exceção feita a turmalina (van Andel, 1959). Isto significa que os índices mineralógicos de maturidade sedimentar podem ser tão ou até menos controlados pela estabilidade diferencial que pelo comportamento hidráulico. Assim, para testar a validade do uso do índice ZTR como indicador de maturidade (supostamente crescente o rumo de transporte sedimentar), foram gerados gráficos de variação espacial de turmalina versus zircão mais rutilo.

3.5. Tratamento gráfico-estatístico

Para os gráficos obtidos de distribuições de frequências de granulometria e minerais pesados, foram construídos, em planilha *ExcelTM*, gráficos binários de dispersão, em função da distância ao longo da praia. No mesmo programa, obtiveram-se as retas de regressão, com respectivos coeficientes de correlação linear (r). Para avaliar os resultados de r , o critério usado foi o nível de significância ou erro I (α), que corresponde à probabilidade de rejeitar uma hipótese nula (H_0) verdadeira. Como H_0 , neste caso, afirma a inexistência de correlação significativa ($r \sim 0$), α pode ser entendido como a probabilidade de aceitar-se correlação inexistente.

Os valores máximos de α foram estimados por interpolação comparando o quociente t do teste de regressão unicaudal de distribuição (t de Student). Nesta dissertação, admitiram-se resultados de correlação linear com nível menor ou igual a 0,4 (chance de quatro em dez de rejeitar hipótese nula verdadeira).

3.5.1. Inferência de rumos de deriva litorânea pelo regra de McLaren & Bowles (1985)

A partir dos resultados de distribuição granulométrica de frequência em massa, obtiveram-se, para cada amostra, parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio-padrão, assimetria) calculados pela técnica analítica dos momentos de Pearson, através do programa *Momento 4 - expansão*, de Paulo C.F. Giannini & Daniel R. do Nascimento Jr. As variações destes parâmetros aceitas pelo teste estatístico de regressão, avaliadas em conjunto, foram

usadas na inferência do sentido geral de transporte por deriva litorânea residual, pela regra de McLaren & Bowles (1985).

Esta regra prevê dois padrões indicadores de sentido de transporte ao longo de um sistema sedimentar: i) “mais grosso / melhor selecionado / mais positivo”, ii) “mais fino / melhor selecionado / mais negativo”. Quando nenhum destes padrões é encontrado, não se pode afirmar com segurança que haja transporte sedimentar resultante efetivo. A regra indica ainda a seleção granulométrica como o único parâmetro que, sozinho, pode dar indício de rumo de transporte.

3.5.2. Inferência de rumos de deriva litorânea pelo método de Gao & Collins (1992)

Um segundo método de inferência de rumo da deriva litorânea consistiu no uso do programa *GSTAST (Grain Size Trend Analysis with Significant Test)*, de Chang *et al.* (2001). Este programa usa a regra geral de McLaren & Bowles (1985), com a consideração adicional do conceito de rede de vetores de transporte introduzido por Gao & Collins (1992), onde cada ponto amostrado é comparado individualmente a todos os seus vizinhos, dentro de uma distância escolhida pelo usuário (“distância característica”).

O uso do programa *GSTAST* para obtenção de vetores de tendência de transporte em redes de amostragem tem sido testado metodologicamente com sucesso e recomendado em diferentes sistemas sedimentares costeiros (Pedreros *et al.*, 1996; Veiga *et al.*, 2005; Lamour, 2006). Embora o programa seja originalmente proposto para amostragem em rede (Chang *et al.*, 2001), procurou-se no presente estudo testá-lo ao caso de amostragem linear ao longo de uma praia, e comparar seu resultado ao obtido através da aplicação simples de regressão linear à regra de McLaren & Bowles (1985; item 3.5.1).

No programa *GSTAST*, o grupo de dados de parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio-padrão, assimetria) de cada ponto ou estação amostrada é usado para definir vetores em relação a certo número de estações vizinhas (uma estação vizinha de cada vez), desde que aceitos segundo a regra de McLaren & Bowles (1985). O conceito de “estação vizinha” é subjetivo, e implica que o usuário deva escolher uma distância característica (D_{CR}) que defina o alcance dessa vizinhança, e que possa ser aceita como o raio de influência de fatores determinantes do rumo de transporte local. O rumo de cada vetor resultante depende das posições relativas entre estações vizinhas (fornecidas em UTM) que possuam padrão de variação aceito pela regra de McLaren & Bowles (1985).

A cada vetor de transporte (L) aceito pela regra, que se projeta de determinada estação rumo estação vizinha, atribui-se um “comprimento” de valor 1, adimensional. Para estações que possuem dois ou mais vetores, L será calculado como vetor resultante, e portanto possuirá rumo e valor escalar (diferente de 1) determinado por soma vetorial (Figura 3.4).

Figura 3.4. Cálculo do vetor resultante L a partir de dois vetores previamente aceitos pela regra de McLaren & Bowles (1985), entre estações pertencentes a um mesmo raio de alcance da distância característica (D_{CR}) (no exemplo desta análise, contada a partir da estação A). Um valor adimensional 1 é sempre atribuído aos vetores aceitos pela regra. Entretanto, o valor escalar do vetor comprimento resultante dependerá, como exemplificado, do ângulo entre os vetores aceitos.

No passo seguinte do programa, trocam-se os valores originais dos parâmetros de granulometria de cada estação entre si (i.e., estação A fica com os dados da estação B, B com C, e assim por diante), de modo aleatório, num número de vezes (iterações) a ser definido pelo usuário (Figura 3.5). Chang *et al.* (2001), ao testar o efeito estatístico do número de iterações, concluíram que, para intervalos de confiança acima de 50%, o número de vetores residuais aceitos pelo teste permanece constante a partir de 100 iterações, número que é então por eles recomendado, ainda que o programa GSTAST permita até 10.000 iterações.

	1	2	3	4	5	6	...	n
ORIGINAL
A
B
C
D
⋮								
n								

Figura 3.5. Exemplo de reagrupamento de um conjunto de dados a partir de uma distribuição original.

O mesmo procedimento usado para calcular vetores com os dados originais de cada estação é usado para estações com dados trocados, gerados pelas iterações. Em seguida, todos os vetores obtidos (incluindo aqueles calculados com parâmetros de granulometria nas estações originais) são agrupados (por estação) em distribuições de frequência (Figura 3.6). O passo seguinte, aplicado para toda a distribuição de frequência de vetores (cada estação), é calcular o valor crítico de vetor comprimento (L_x) a um intervalo de confiança unicaudal pelo teste t de Student, valor definido pelo usuário. Novamente, o valor a ser escolhido é subjetivo, mas Chang *et al* (2001) ressaltam que o intervalo de 95% é comumente usado em estudos usando teste de significância (neste caso, L_x será denominado L_{95}). Este valor descreve, no caso, uma chance em vinte de ocorrer um vetor artificial, “criado” pelo teste.

Figura 3.6. Exemplo de distribuições de vetores obtidas a partir de dados originais a determinado número de iterações, de modo a estabelecer um vetor comprimento crítico (L_x) para cada estação.

Por fim, para cada estação amostrada, o vetor comprimento L gerado dos dados originais é comparado a seu valor crítico (L_x) correspondente, obtido da distribuição de freqüências dos comprimentos de vetores calculados usando todos os conjuntos de dados. Cada vetor L será aceito quando seu valor adimensional for maior que do seu vetor L_x correspondente. Esse pressuposto parte do seguinte princípio: se os vetores comprimento calculados do conjunto de dados originais são indiscutivelmente o rumo preferido de transporte sedimentar, então eles devem ser estatisticamente distintos dos outros vetores, obtidos das distribuições de freqüência de vetores comprimento gerados a partir das iterações (Chang *et al.*, 2001). Também o resultado de L será tanto mais consistente quanto maior for seu valor adimensional.

No presente estudo, o programa GSTAST foi utilizado a intervalo de confiança de 95%, e número de iterações igual a 100, conforme recomendado por Chang *et al.* (2001). Para a distância característica, foi adotado o valor de 1200 metros, considerada uma distância regular

de cerca de 1000 m entre cada estação amostrada. Os vetores aceitos foram ao final representados graficamente em mapa por setas junto à praia da Ilha Comprida. Sua localização e rumo foram comparados à tendência geral prevista pela aplicação simples, ao conjunto de dados, da regra de McLaren & Bowles (1985).

CAPÍTULO 4 – O SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL DA ILHA COMPRIDA

4.1. Resultados baseados em registro histórico, cartográfico e aerofotográfico

O rio Ribeira de Iguape, desde os tempos do Império, chamou atenção como potencial via de escoamento de produtos minerais, agrícolas e de atividade pesqueira. Relatos do século XVII referem-se ao desembarque de produtos por embarcações menores no antigo “Porto Velho da Ribeira”, em Iguape, localizado em frente à laguna Mar Pequeno (Geobras 1966). Nessa época, a Ilha Comprida era supostamente quase uma dezena de quilômetros menor e o porto situava-se portanto numa região muito mais aberta ao mar e, portanto, menos assoreada. Navegando rio Ribeira de Iguape abaixo, as embarcações que chegavam a uma distância em linha reta de 3 km do porto eram obrigadas a continuar viagem por mais 53 km através dos meandros do rio, do oceano e da desembocadura lagunar para, só então, já na laguna, fazer o desembarque em Iguape. No referido ponto de maior proximidade do porto, uma inflexão em “V” desviava o Ribeira de Iguape de desembocar na laguna, e próximo dele, encontrava-se uma “grande lagoa em forma de meia circunferência” (Geobras 1966). Em 1827, tiveram início as obras de criação de um atalho através desta “lagoa”, mais precisamente um lago de meandro abandonado, através da abertura de um canal chamado “Valo do Rocio”, posteriormente designado “Valo Grande” (Geobras, 1966; Teles, 1997). A conclusão da obra, com estabelecimento de conexão entre rio e laguna, data de 1852.

Desde então, numerosas mudanças morfológicas associadas à esta construção artificial passaram a ser constantemente registradas, levando também a diversas tentativas de minimização de efeitos indesejados. Os problemas apontados como advindos da abertura do Valo Grande incluem erosão e inundação de áreas antes cultiváveis e habitadas no entorno do canal, assoreamento do Mar Pequeno (Geobras, 1966) e do porto de Iguape e destruição quase total da praia do Leste, situada na face sul-sudeste da Ilha de Iguape. Em 1978, o Valo Grande foi fechado por uma barragem de blocos de rocha capeados por lama, para estabelecer tráfego de veículos terrestres entre a ilha de Iguape e o continente (Teles, 1997). A partir daí, galgamentos de água doce e rompimentos parciais começaram a ocorrer esporadicamente a montante da barragem, especialmente após chuvas intensas (DAEE, 1989 *apud* Teles, 1997; Pisetta, 2006). Em 1995, após mais um evento de chuvas fortes, a barragem rompeu-se em definitivo e o canal do Valo Grande alargou e tornou-se novamente ativo (Pisetta, 2006).

Registros dessas alterações morfológicas na parte nordeste da Ilha Comprida, envolvendo também o canal do Valo Grande e a parte sul-sudeste da ilha de Iguape, foram reunidos sob a forma de texto e mapas homogeneizados à escala de 1:25.000 no projeto

denominado “Complexo Valo Grande - Mar Pequeno - Rio Ribeira de Iguape”, pela Geobrás Engenharia e Fundações S.A. (Geobrás, 1966). Levantamentos posteriores, para os anos de 1973, 1982 e 1991, foram compilados na dissertação de mestrado de Teles (1997). Esses registros permitem conhecer os diferentes valores de largura do Valo Grande (Tabela 4.1) ao longo do tempo. Permitem também, para o mesmo período, reunir acervo cartográfico sobre o entorno do canal de Icapara, na terminação nordeste da ilha (Tabela 4.2).

Tabela 4.1. Largura do canal do Valo Grande medida em diferentes épocas. Formas de medição: direta (fonte negra), direta originalmente em unidades de palmos (1 palmo equivalia a 22 cm durante o período histórico do Império no Brasil; INMETRO, 2006) (fonte vermelha), e direta por topografia (fonte azul). Extraído de Geobrás (1966).

ANO	LARGURA (m)	EXECUTOR DA MEDIÇÃO
1827	4	DESCONHECIDO
1850	16	Administrador de Obras José Jacintho de Toledo
1852	14	Engenheiro Saboya e Silva
1855	14	Engenheiro Carlos Rath
1868	26	Engenheiro Saboya e Silva
1871	36	Engenheiro Saboya e Silva
1878	45	Engenheiro Weiss
1888	100	Engenheiro Saboya e Silva
1889	119	Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo
1891	114	DESCONHECIDO
1893	120	Engenheiro Adolpho José de Carvalho Delvecchio
1894	147	Comissão Geográfica do Estado de São Paulo
1907	169	DESCONHECIDO
1911	163	DESCONHECIDO
1914	160	Dr. J. Cardoso de Almeida
1956	212	Missão Francesa e Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica
1965	193	Geobrás

Tabela 4.2. Acervo de mapas baseados em levantamento de campo ou fotointerpretação (*) realizados em diferentes épocas na região do canal de Icapara. Base de dados extraída de Geobrás (1966, fonte azul), Teles (1997, fonte vermelha), e este trabalho.

ANO	ESCALA	EXECUTOR DO MAPA OU FOTOINTERPRETAÇÃO
1766-1800?	1:25000	Coronel João da Costa Ferreira
1868	1:25000	Capitão de Fragata E. Mouchez
1882	1:25000	Cap. José Maria do Nascimento e Prim. Ten. Arthurindio do Brasil
1908	1:25000	Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo
1911	1:25000	Engenheiro J.C. Greenhalgh
1923	1:25000	DESCONHECIDO
1938	1:25000	Diretoria de Hidrografia e Navegação do Minist. da Marinha
1943	1:25000	Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo
1953	1:25000	Departamento Nacional de Obras de Saneamento
1962	1:25000	Instituto Agrônomo de Campinas
1965	1:25000	Geobrás
1973	1:25000	Departamento de Águas e Energia Elétrica
1982	1:42500	Diretoria de Hidrografia e Navegação do Minist. da Marinha
*1991	1:25000	Teles (1997)
*2000	1:35000	ESTE TRABALHO

Para este trabalho em particular, a comparação entre fotos aéreas de 1962 e 2000 possibilitou verificar a mudança na posição da desembocadura lagunar de Icapara, que se deslocou 912,5 metros para NE, em detrimento da praia do Leste, na margem oposta (ilha de Iguape). No mesmo período, a extensão dessa praia, influenciada também pela migração da desembocadura do Ribeira para SW (Bentz & Giannini, 2003; Bentz, 2004), diminuiu aproximadamente 570 metros (Figura 4.1).

Figura 4.1. Fotografias aéreas do extremo nordeste da Ilha Comprida e praia do Leste. Notar, entre as duas datas, o deslocamento da desembocadura de Icapara para NE, a redução da planície de cordões ao interior da praia do Leste, e o desaparecimento de esporão arenoso na praia de Ilha Comprida.

O estudo integrado de mais de 130 anos de registro histórico de mudanças ocorridas no extremo nordeste da Ilha Comprida (Tabelas 4.1 e 4.2) encontra-se ilustrado nas Figuras 4.2 e 4.3. Além da tendência de deslocamento do canal de Icapara rumo NE, destacam-se também:

i) rápido alargamento inicial do canal do Valo Grande; ii) grande variação da largura na extremidade nordeste da Ilha Comprida, com destaque para a região correspondente ao atual campo de dunas ativo; iii) existência intermitente de um antigo embaiamento lagunar, disposto segundo NW-SE, imediatamente a sul do morro de Icapara (“lagoa” Gapara); iv) surgimento (entre 1938 e 1943) e desaparecimento (entre 1991 e 2000) de uma proeminência arenosa (esporão) na praia da Ilha Comprida, hoje correspondente à região entre as distâncias longitudinais de 59 e 60 km (sentido SW-NE).

Figura 4.2. Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o final do século XVIII (1776-1800?) e o ano de 1943. Compilado de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho.

Figura 4.3. Registro histórico de mudanças ocorridas no entorno do extremo nordeste da Ilha Comprida, entre o ano de 1953 e o ano 2000. Compilado de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho.

As medições e registros cartográficos expostos nas tabelas 4.1 e 4.2 permitiram ilustrar graficamente a evolução da largura do Valo Grande, a variação da largura da extremidade nordeste da Ilha Comprida (região do campo de dunas ativo), a comparação entre o deslocamento rumo NE da Ilha Comprida e o deslocamento rumo N do canal de Icapara e a comparação entre o deslocamento rumo NE da Ilha Comprida e a evolução da largura da sua extremidade nordeste (Figura 4.4). O resultado aponta para acentuado aumento da largura do canal do Valo Grande entre 1870 e 1910 (cerca de 3,5 m/ano em média: Figura 4.4a), período grosso modo equivalente ao do surgimento e rápido estreitamento (cerca de 17,5 m/ano em média) da região correspondente a um campo de dunas ativo do extremo nordeste da ilha (entre os quilômetros 58 e 59, rumo NE). Quanto ao deslocamento da Ilha Comprida neste sentido, que acompanha a migração da margem norte do canal de Icapara, nota-se tendência de estreitamento da desembocadura lagunar verificada no déficit entre curvas de dispersão gráfica das distâncias percorridas pela ilha e pela margem do canal (Figura 4.4c) a partir de 1940, fato também notado nos mapas da Geobrás (1966) a partir desse ano (Figuras 4.2 e 4.3). Entre 1991 e 2000, porém, a largura do canal de Icapara aparentemente aumenta. Por fim, a variação da largura da Ilha Comprida na região do campo de dunas não aparenta relação clara com o deslocamento rumo NE da barreira (Figura 4.4d), exceto talvez entre 1882 e 1908, período em que essa região se estabelece. Nesse intervalo, o “estrangulamento” desse trecho da ilha foi quase equivalente ao seu crescimento rumo NE (cerca de 30 m/ano).

Figura 4.4. Gráficos de distribuição temporal dos registros de medições históricas compilados de Geobrás (1966), Teles (1997) e este trabalho. A: evolução da largura do canal do Valo Grande. B: variação da largura da extremidade nordeste da Ilha Comprida (região do campo de dunas ativo). C: comparação entre o deslocamento rumo nordeste da Ilha Comprida e o deslocamento rumo norte do canal de Icapara. D: comparação entre o deslocamento rumo nordeste da Ilha Comprida e a evolução da largura da sua extremidade nordeste.

A análise da Figura 4.4 novamente faz ressaltar a influência do Valo Grande nas modificações morfológicas observadas. Este canal artificial é, segundo Pisetta (2006), o principal agente de aporte de sedimentos em suspensão para o sistema lagunar, especialmente rumo canal de Icapara, e despeja aí cerca de 75% da vazão do rio Ribeira de Iguape (maior rio da costa paulista). No entanto, no que se refere à carga de fundo arenosa, a erosão e retrabalhamento de sedimentos preexistentes é de grande importância no suprimento à laguna. Para o ano de 1965, época em que a largura do canal já era comparável à atual (cerca de 200 m), Geobrás (1966) já afirmava que o aporte de sedimentos na fração areia (transporte trativo de fundo) através do Valo Grande se dava mais pela erosão de depósitos mais antigos conseguinte de sua abertura, do que pela carga advinda diretamente do rio Ribeira de Iguape (dominada por pelíticos em suspensão). O mesmo mecanismo é defendido por Pisetta (2006), com base na distribuição de sedimentos de fundo da desembocadura de Icapara encontrada por Barcellos (2005 *apud* Pisetta, 2006). A referida distribuição de

sedimentos indica predominância de “fundo intercalado por manchas de areia fina e de sedimento siltoso”. Outro indicativo desse processo de remobilização, favorecido pelo canal artificial, mas verificado na desembocadura de Cananéia, é descrito por Bonetti Filho (1995). Em seu trabalho, o autor descreve o crescimento (por deposição sedimentar) do delta de maré vazante existente naquela região, em local de corrente e/ou turbulência hidrodinâmica incompatível com deposição de lama suspensa.

A erosão e remobilização de areia pelo fluxo do Valo Grande seria concentrada especialmente em suas margens, na margem lagunar junto à ilha de Iguape, e do fundo do canal artificial até a desembocadura de Icapara. No que se refere especificamente à desembocadura de Icapara, e ao próprio crescimento recente da ilha Comprida para NE, este efeito de remobilização de areias preexistentes, estimulado pelo aumento de vazão devido ao Valo Grande, incluiria dinâmica de meandramento do canal de Icapara.

Um comportamento meandrante do canal de Icapara, sugerido por autores como Geobrás (1966), Tessler (1982) e Pisetta (2006), pode ser assinalado pelos seguintes argumentos: a) sua curvatura em planta; b) sua assimetria em perfil (Geobrás, 1966; Tessler, 1982); e c) o transporte sedimentar transversal ao canal com resultante para SW, em direção a seu lado de declive mais suave (Ilha Comprida), confirmado por análise granulométrica segundo a metodologia de Gao & Collins (1992), realizada por Conti (*apud* Pisetta, 2006). Por esta dinâmica, os sedimentos erodidos em Iguape são redepositados na Ilha Comprida, deslocando o canal de Icapara para norte (Figura 4.5). Outro indicativo desse meandramento pode ser a diferença atual de descarga sedimentar total (suspensa e trativa) estimada entre o Valo Grande e o canal de Icapara (57 ton/ano para o Valo Grande, 72 ton/ano para o canal de Icapara) (Pisetta, 2006).

Figura 4.5. Esquema ilustrativo da dinâmica de meandramento do canal de Icapara. A seta vermelha indica o rumo resultante de transporte sedimentar (no desenho da direita, está representado apenas o transporte trativo de carga de fundo).

A efemeridade de algumas feições sedimentares, como a “lagoa” Gapara e o esporão do extremo nordeste da ilha (Figuras 4.2 e 4.3) reflete a intensa dinâmica sedimentar dessa área. O esporão pode ser observado em foto aérea de 1962 (distâncias 59 e 60 km rumo NE; Figura 4.1), onde se nota, em associação, deslocamento da quebra de trens de ondas rumo ao mar. Esse fato evidencia que a presença da projeção da linha de costa era acompanhada de elevação do fundo sedimentar na zona submersa, semelhante ao que ocorre hoje em dia no extremo sudoeste da ilha, onde Bonetti Filho & Furtado (1996) reconhecem presença de um delta de maré vazante. Embora notado pela foto de 1962, o esporão neste trecho da ilha é destacado em mapas a partir de 1943 (Figura 4.2). Sua existência pode marcar um momento de deflexão para N da extremidade nordeste da ilha.

Com a retomada do rumo mais habitual de crescimento da ilha (NE), após 1962, este esporão entrou em erosão. Possíveis resquícios desta erosão, ainda em andamento na porção da praia correspondente à antiga projeção da linha de costa, são a presença de casas destruídas, hoje em plena face da praia (Figura 4.6), e a existência de falésias vivas escavadas em terraços de dunas frontais (Figura 4.7).

Figura 4.6. Erosão próximo ao extremo nordeste da praia de Ilha Comprida (distância 59 km no sentido SW-NE, zona correspondente à antiga projeção costeira), evidenciada pela presença de construções destruídas sobre a face da praia.

Figura 4.7. Falésia viva imposta em terraço de duna frontal: evidência de erosão recente, a 60 km de distância ao longo da praia da Ilha Comprida, no sentido SW-NE.

Cabe destacar a presença do campo de dunas ativo existente entre as distâncias de 57 e 58 km (sentido SW para NE) da ilha. Esse pequeno campo de dunas transgressivo (2 x 0,5 km) (Figura 4.8), existente há várias décadas, encontra-se ainda em atividade e representa a maior expressão da terceira geração de dunas (“geração 3”) reconhecida por Giannini *et al.* (2006) na ilha Comprida. Seu estabelecimento reflete predomínio, ao menos temporário, de estoque excessivo de areia na costa (pólo deposicional). Este acúmulo excedente teria ocorrido num momento em que a deriva litorânea longitudinal desse trecho, até então bloqueada pelo morro de Icapara, começava a superar tal obstáculo. Desse modo, a iniciação do campo de dunas também marcaria a transição de um período de predomínio de “engorda” (aumento da largura) da ilha para o atual período de crescimento longitudinal intensificado. Vale ressaltar que, segundo os mapas originalmente reunidos por Geobrás (1966), esse trecho da ilha corresponde ao de sua extremidade à época em que o Valo Grande foi aberto.

Figura 4.8. Foto superior: vista aérea (para sudoeste) da região do campo de dunas ativo, próximo à extremidade nordeste da Ilha Comprida (fonte: Carneiro, 1995). Foto inferior: aspecto local do mesmo campo de dunas, a 6 quilômetros do canal de Icapara (distância 57 km em rumo SW para NE), e a cerca de 200 metros da praia.

Outro fator favorável ao desenvolvimento do referido campo de dunas é de caráter morfológico: o trecho entre os quilômetros 57 e 60, que abrange o campo de dunas, é tido como região de maior estreitamento da ilha (Guedes, 2003). Mesmo considerando aporte eólico homogêneo ao longo da ilha, uma redução no espaço de acumulação poderia

amalgamar areia em trecho reduzido, culminando no crescimento de um campo de dunas (Giannini, 2006; Giannini *et al.*, 2006; Sawakuchi, 2006).

Embora o canal do Valo Grande tenha exercido papel fundamental no crescimento longitudinal da ilha nas últimas décadas, o crescimento transversal (“engorda”) teve lugar de destaque nos primeiros anos após a abertura desse canal. Como visto, o morro de Icapara, maciço cristalino localizado na ilha de Iguape, aparentemente funcionava de obstáculo ao crescimento longitudinal da barreira para NE. Assim, a barreira só poderia acelerar seu crescimento longitudinal nesse sentido após “vencer” esse promontório através de crescimento lateral (Giannini *et al.* 2003a; Guedes, 2003). A abertura do Valo Grande, em 1852, pode ter sido o fator de incremento de aporte responsável pela aceleração da engorda lateral, seguido da retomada do crescimento longitudinal.

4.2. Resultados morfológicos de campo

A praia da Ilha Comprida, com extensão atual de 63 km, e a planície adjacente, são abertas à visitação pública, apresentando maior interferência antrópica em sua parte nordeste, a mais povoada.

O regime morfodinâmico predominante da praia é o dissipativo (estágio 1 de Wright & Short, 1984), com altura de ondas de arrebentação de cerca de 80 cm, ampla zona de espraimento (média de 75 m), baixa declividade (média de 0,67°) e elevada largura entre o nível de espraimento médio e o pé das dunas frontais (média de 74,7 m) (Nascimento Jr. *et al.*, 2005). Declividade e largura da praia variam, grosso modo, inversamente ao longo do sistema. Os maiores valores de declividade concentram-se próximo às extremidades da ilha (Figura 4.9).

Figura 4.9. Variação na declividade (símbolo quadrado, em vermelho) e na largura da praia (símbolo circular, em azul) ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida. O eixo das ordenadas possui valores em graus para a declividade, e em metros para a largura da praia (cujos valores foram divididos por 100, para fins de visualização e comparação).

Quanto à morfologia da praia, observa-se predomínio da forma terraço de berma até os primeiros 16 km no sentido SW-NE. Este trecho apresenta ainda, a partir dos 5 km iniciais, reentrâncias na forma de cúspides escavados na berma pela ação das ondas (Figura 4.10). Variações na morfologia da praia ao longo deste trecho permitem sua subdivisão segundo a classificação morfodinâmica de Wright & Short (1984), em três setores: a) de caráter intermediário-dissipativo (*rhythmic bar and beach*), no primeiro quilômetro; b) daí até o quilômetro 4 rumo NE, de caráter intermediário-reflexivo (*transverse bar and rip*); c) e dissipativo com cúspides (*longshore bar trough*), nos restantes 12 km do trecho. Apesar do claro predomínio do regime de quebra de ondas deslizante (*spilling* – Galvin, 1968) sobre a praia, há ligeira tendência, nos primeiros 16 km da ilha, de transição para regime mergulhante (*plunging*) de quebra das ondas. Por fim, no grande trecho restante, da distância 17 a 63 rumo NE, predomina basicamente uma face de espraio larga e plana de morfodinâmica dissipativa (Figura 4.10), com regime de quebra das ondas nitidamente deslizante (*spilling*).

Figura 4.10. Acima: ocorrência de berma e cúspides associados em região de morfodinâmica intermediária, a 3 km de distância da ponta sudoeste da praia. Notar reentrâncias da água do mar por ocasião da maré alta. Abaixo: terraço de duna frontal incipiente, franja eólica e ampla face praial (da esquerda para a direita), em setor de morfodinâmica dissipativa (distância 48km, rumo NE).

As dunas frontais incipientes (DFIs) apresentam altura média de 1,27 m, com maiores alturas ocorrendo entre os pontos localizados entre 7 e 34 km e entre 56 e 58 km, a partir do extremo SW da ilha (Figura 4.11). O primeiro trecho é composto principalmente de rampas cavalgando falésias de DFEs e depósitos mais antigos (paleodunas? terraços marinhos de praia?). O segundo trecho corresponde a cordões isolados.

Figura 4.11. Variação na altura de dunas frontais incipientes (DFIs) ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.

Nos pontos próximos das desembocaduras lagunares da Ilha Comprida, e dos córregos maiores (“sangradouros”, situados nas distâncias 2, 7, 17 e 63 km a partir do extremo SW da praia da Ilha Comprida), a morfologia das dunas frontais incipientes (DFIs) tende a terraços baixos (até 0,5 m) com montículos isolados de *nebkhas* (Figura 4.12). Esta morfologia pode ser atribuída a aporte regular e contínuo de sedimentos pelas desembocaduras nas extremidades da barreira. No caso específico dos córregos, que promovem maior superfície úmida ou inundada sobretudo na face da praia, a maior coesão das areias impede a geração de formas eólicas mais proeminentes.

Foto 4.12. *Nebkhas* isolados sobre ampla franja eólica (com marcas onduladas). Ao fundo, presença de córrego, em trecho paralelo à praia. Distância 6 km ao longo da praia, de SW para NE.

Ainda em termos de morfologia das dunas incipientes, e excetuando-se *nebkhas*, sua ocorrência ao longo da barreira pode ser dividida em dois grandes setores. Um deles, abrangendo os primeiros 27 km em sentido SW-NE, é marcado por alternância de alta frequência entre as formas dunares de terraço, cordão e rampa. O outro, tomando os restantes 36 km, caracteriza-se por alternância monótona e de baixa frequência entre terraço e cordão, com ausência de rampas. Como não existem obstáculos significativos à pista de vento capazes de impor particularidades morfológicas, a diferença entre os setores deve relacionar-se a variações de morfodinâmica da praia. No primeiro setor, são frequentes falésias vivas nas DFIs, e mesmo nas dunas frontais estabelecidas (DFEs) e paleodunas à retaguarda; neste último caso, as DFIs ancoram-se, com morfologia de rampa, sobre as escarpas (Figura 4.13). Souza (1997) relata para o mesmo setor da praia o freqüente avanço das ondas, em condições de maré alta, até o sopé das dunas, como “causa” de erosão proeminente e formação de falésias. No segundo setor, porém, as falésias quase inexistem (exceção aos pontos situados nas distâncias 59 e 60 km a partir do extremo SW da ilha, discutidos no tópico anterior), e a ocorrência de DFEs e paleodunas se interioriza. Sucessões de cordões subparalelos de DFEs podem eventualmente ser observadas, nessas condições (Figura 4.14).

Figura 4.13. Rampa de duna frontal incipiente (DFI) apoiada sobre falésia de duna frontal estabelecida (DFE). Ponto situado a 24 km de distância ao longo da praia, no sentido SW-NE.

Figura 4.14. Sucessão de cordões subparalelos de dunas frontais estabelecidas (DFEs), bem preservados. Ponto situado a 24 km de distância ao longo da praia, no sentido SW-NE.

Diferenças morfológicas (i.e., rampa versus cordão) dentro de um mesmo tipo geral de dunas frontais (i.e., duna frontal incipiente ou duna frontal estabelecida), podem ser vistos ao longo da Ilha Comprida. Por exemplo, cordões de dunas podem encontrar-se sinuosos ou retilíneos, coalescidos ou isolados, com ou sem falésia, entre outros aspectos. Estas variações intrínsecas a um mesmo tipo de duna frontal foram descritas e representadas por blocos-diagramas descritivos do sistema praia - duna, a partir das descrições e interpretações baseadas no levantamento de campo e nas fotografias então adquiridas. A esquematização e representação das conformações morfológicas mais representativas do sistema, na forma de blocos-diagramas, encontram-se detalhadas no Anexo III e resumidas na Figura 4.15.

Figura 4.15. Representação esquemática e distribuição espacial dos quatro tipos mais comuns de associação morfológica do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida. C: Cordões de dunas frontais em praia dissipativa. T: Terraço de DFI em praia com franja eólica, em praia dissipativa. R: Rampa de DFI sobre escarpa de duna mais antiga/estabelecida, em praia intermediária a dissipativa. N: *Nebkhas* isolados sobre terraço recoberto por franja eólica, em praia intermediária a dissipativa.

Franjas eólicas apresentam-se ao sopé de morfologias de DFIs ou por sobre terraços baixos de DFIs (neste caso, ao redor de montículos de *nebkhas*). Consistem de acúmulos espalhados centimétricos de lençóis de areia com marcas onduladas eólicas, sem vegetação (Giannini, 2006). Sob aporte eólico elevado, estas franjas podem evoluir para protodunas (formas de leito eólicas com até poucos metros de altura, e sem face de avalanche) (Giannini, 2006). Na Ilha Comprida, sua ocorrência é ampla, mas há ligeira redução nas extremidades da praia, com destaque para a extremidade nordeste. Aparentemente não existe um padrão de distribuição ou de forma das franjas eólicas que possa ser correlacionado à variação morfodinâmica da ilha.

Uma síntese da distribuição das morfologias de praia e dunas frontais incipientes, ao longo do sistema praia - duna, é esboçado na Figura 4.16.

Figura 4.16. Distribuição das morfologias de praia e DFIs ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.

4.3. Resultados de distribuição da vegetação nas dunas

A vegetação predominante sobre as dunas frontais incipientes é composta principalmente de psamófitas rastejantes ou arbustivas, resistentes à salinidade e ventilação excessivas, e às adversidades do substrato, como baixa coesão e retenção líquidas, e escassez de nutrientes (Maretti & Filet, 1988; Souza & Capellari Jr., 2004). Seu papel é fundamental na estabilização inicial deste tipo de duna, que eventualmente evolui para formas mais estabelecidas, acompanhadas pela maior densidade e diversidades vegetais. Eventos antigos de fixação e estabelecimento de dunas são registrados em níveis mosqueados de paleossolos, revelando diferentes gerações de dunas costeiras. São comumente encontrados dividindo estratos de paleodunas, com destaque para as mais interioranas.

As espécies vegetais encontradas com ocorrência predominante nas DFIs ao largo da praia foram em ordem decrescente: *Spartina ciliata* Kunth., *Ipomea pes-caprae* Sweet. (“salsa-da-praia”), *Hydrocotyle umbellata* L. (“açariçoba”), *Iresine portulacoides* (St. Hil.) Moq. e *Ipomea littoralis* Boiss. (Figuras 4.17 e 4.18).

Figura 4.17. Fotos das espécies vegetais de ocorrência mais freqüente nas DFIs de Ilha Comprida. Acima, à esquerda, *Spartina ciliata*, no ponto 27. Acima, à direita, *Ipomea pes-caprae*, no ponto 46. Centro, à esquerda, *Hydrocotyle umbellata*, no ponto 21. Centro, à direita, *Iresine portulacoides*, no ponto 27. Abaixo, *Ipomea litoralis*, no ponto 58. Numeração de todos os pontos refere-se à distância em km, ao longo da praia, de SW para NE.

Figura 4.18. Distribuição da ocorrência de vegetação nas dunas frontais incipientes (DFIs) ao longo do sistema praia - duna frontal de Ilha Comprida.

As espécies citadas são aparentemente as mais bem-sucedidas na colonização pioneira dos depósitos eólicos da Ilha Comprida. Nesse aspecto, para o litoral de São Paulo, Hueck (1955) apontou *Iresine portulacoides* como uma das espécies pioneiras mais freqüentes e importantes na antepraia (Figura 2.2), por seu florescimento irregular durante quase o ano inteiro, e sua resistência a incursões de água salgada nas partes mais altas da praia, inclusive com tendência de crescimento rumo ao mar. Embora Hueck (1955) tenha limitado seu estudo florístico da costa paulista, rumo sul, ao litoral de Peruíbe, essa observação sobre o comportamento de *Iresine portulacoides* pode ser estendida, em parte, à Ilha Comprida.

Aparentemente, espécies rastejantes como as chamadas “gramíneas de praia” (*beach grasses*) favorecem o aprisionamento de areia eólica e o desenvolvimento de dunas frontais à medida em que reduzem a competência do transporte eólico próximo à superfície da praia (Kuriyama *et al.*, 2005). Nos locais onde estas plantas são ausentes, o transporte eólico em geral só diminui em competência ao sopé das primeiras dunas frontais distintas (estas, vegetadas). Na Ilha Comprida, *Spartina ciliata*, *Ipomea pes-caprae* e *Iresine portulacoides* são plantas rastejantes, embora somente a primeira seja gramínea. Entretanto, de modo análogo a gramíneas em geral, são espécies que se disseminam facilmente na antepraia e possuem raízes de alta razão largura/profundidade.

4.4. Resultados da análise granulométrica

Os resultados de distribuição em massa e parâmetros estatísticos, obtidos pelo programa *Momento4-expansão*, encontram-se nas tabelas A1.1 e A1.2 do Anexo I. Predominam nas amostras analisadas areias finas a muito finas, muito bem selecionadas, e de assimetria negativa a muito negativa. Entre as areias de praia e duna frontal incipiente, as diferenças nos parâmetros de granulometria são pequenas (da ordem de 0,1 ϕ). O fato pode decorrer da grande homogeneidade granular das areias praias, concentrada nas frações mais finas. Em geral, os sedimentos coletados são constituídos por areias finas a muito finas (>95%), com média de 70% de areia fina e 30% de areia muito fina, para a praia, e 55% de areia fina contra 45% de areia muito fina, para as dunas frontais incipientes. Como esta é a fonte sedimentar imediata das dunas em questão, e delas se encontra muito próxima, o transporte aerodinâmico não deve ter modificado a granulometria de modo significativo. Ainda assim, comportamento oposto entre praia e dunas pode ser observado nos padrões de variação longitudinal da assimetria.

Algumas tendências gerais, detectadas nos gráficos de variação longitudinal dos parâmetros estatísticos ao longo do sistema praia-duna, apresentam-se discutidas a seguir. Em geral, as areias, tanto na praia como nas dunas, tornam-se mais finas e melhor selecionadas de SW para NE, o que pode ser atribuído ao predomínio, em escala maior, da corrente de deriva litorânea neste sentido. O mesmo foi observado por Giannini *et al.* (2003b) e Guedes (2003) para cordões litorâneos holocênicos mais antigos; assim, o rumo de transporte predominante das areias costeiras pode não se ter alterado significativamente desde a formação da Ilha Comprida. Nas areias praias, observa-se boa correlação linear inversa, entre o diâmetro médio, expresso em ϕ ($r=+0,76$, $\alpha<0,005$), e o desvio-padrão ($r=-0,68$, $\alpha<0,005$), e também, a maior intervalo de confiança α , entre diâmetro médio e assimetria ($r=-0,36$, $0,025>\alpha>0,01$). Para cordões litorâneos mais antigos da ilha, Guedes (2003) encontrou maiores valores de correlação linear inversa entre curtose e desvio-padrão e entre curtose e assimetria.

A presença de bioclastos (fragmentos de bivalves e gastrópodes) nos sedimentos recentes da praia de Ilha Comprida é pequena: eles perfazem, em média, entre 0,01 e 0,4% em massa das classes granulométricas entre areia muito grossa e areia fina (Figura 4.19). Nas dunas, sua presença é desprezível. Com estas baixas concentrações, não exercem influência nos parâmetros estatísticos de granulometria (diâmetro médio, desvio-padrão e assimetria). Altas concentrações poderiam, por exemplo, levar a erros na interpretação de sentido de transporte sedimentar, uma vez que seu comportamento hidrodinâmico e sua fonte de origem

(fornecimento) são, freqüentemente, diferentes dos de grãos terrígenos. Assim, análises de distribuição granulométrica da areia praial da Ilha Comprida podem ser efetuadas, com relativa segurança, para inferir sentido de deriva litorânea. Também diferenças de distribuição granulométrica entre praia e dunas podem ser explicadas por diferenças entre mecanismos de transporte.

Figura 4.19. Distribuição média de freqüências granulométricas de bioclastos em amostras de praia (A). Contribuição média de bioclastos para a distribuição de freqüências granulométricas de amostra total (terrígenos mais bioclastos) (B). Os intervalos da classe areia muito fina (2,75, 3,25, 3,75 phi) não apresentaram teores significativos em bioclastos.

4.4.1. Diâmetro médio

O diâmetro médio demonstra a ordem de grandeza das classes de tamanho das partículas. Numa distribuição unimodal, este parâmetro representa a energia cinética média do agente e/ou processo deposicional, mas é também dependente do intervalo granulométrico inicialmente disponível para transporte e deposição.

Este parâmetro apresenta baixo desvio-padrão de seus dados, tanto entre amostras de praia (0,26, para valores expressos em phi) como entre as de dunas (0,28). O fato denota grande homogeneidade das amostras entre si quanto ao diâmetro médio.

As amostras de modo geral enriquecem-se em areia muito fina para NE, o que ajuda a explicar o afinamento de diâmetro médio nesse rumo. Na praia, valores médios de diâmetro médio vão de 2,58 *phi*, nos primeiros 32 km rumo NE, a 2,96 *phi*, nos últimos 31 km. Nas dunas, variam nos mesmos trechos de 2,77 *phi* para 3,00 *phi* (Figura 4.20).

Figura 4.20. Variação de diâmetro médio da fração areia, ao longo da praia (à esquerda) e das dunas frontais incipientes, de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

4.4.2. Desvio padrão

O desvio-padrão mede a dispersão em torno da média granulométrica, e equivale ao inverso do grau de seleção granulométrica dos sedimentos. Nas populações unimodais, relaciona-se diretamente a freqüência e amplitude das variações de energia e aporte do agente e/ou processo deposicional, em torno das condições cinéticas médias.

As amostras de praia apresentam alto grau de seleção (pela classificação de Folk, 1968), com 49,3% dos sedimentos muito bem selecionados e o restante bem selecionado, como resultado do retrabalhamento pelo vaivém das ondas. As amostras das dunas frontais incipientes apresentam grau de seleção ainda mais alto, com 73% das amostras muito bem selecionadas, e o restante de amostras bem selecionadas.

Há tendência de melhora da seleção granulométrica das amostras rumo NE ao longo do sistema praia - duna frontal, com valores médios 0,30 *phi* e 0,28 *phi* nos últimos 20 km nesse rumo, para praia e dunas, respectivamente; nos primeiros 43 km, os valores encontrados são de 0,40 e 0,35 *phi*, respectivamente (Figura 4.21).

Figura 4.21. Variação de desvio-padrão da fração areia, ao longo do sistema praia - duna frontal, de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

4.4.3. Assimetria

A assimetria é um parâmetro que descreve se a curva de distribuição de freqüências é ou não simétrica e, sendo assimétrica, para qual lado se prolonga sua cauda. Segundo Muehe (1996), em depósitos residuais bem como na zona de espraiamento, as frações mais finas dos sedimentos são removidas pelo refluxo das ondas, sendo por isso comum encontrar distribuições assimétricas negativas em areias de face praial.

Para a praia de Ilha Comprida, as curvas de distribuição granulométrica apresentam 54% de assimetria negativa a muito negativa (pela classificação de Folk, 1968), com 9,5% de curvas simétricas, e o restante compondo curvas positivamente assimétricas (36,5%). Quanto às dunas, 25,4% são de amostras de assimetria negativa a muito negativa, 14,3% de amostras simétricas, e o restante de amostras (60,3%) positivamente assimétricas.

Neste parâmetro, observam-se tendências de variação longitudinal opostas entre praia e duna frontal. Ao longo do perfil realizado, a distribuição granulométrica da praia torna-se assimetricamente mais negativa rumo NE, enquanto as dunas tornam-se mais positivas (Figura 4.22). Aparentemente, o transporte pelo vento, como agente selecionador, é muito competente em deslocar a cauda da curva granulométrica para as frações mais finas (Nascimento Jr. *et al.*, 2005). Essa tendência tem sido encontrada mesmo para dunas costeiras onde o transporte a partir da área fonte praial é curto, como é o caso de dunas frontais incipientes (Giannini *et al.* 2003c).

Figura 4.22. Variação de assimetria da fração areia, ao longo do sistema praia - duna frontal, de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

4.4.4. Dedução da deriva litorânea pelo método de McLaren & Bowles (1985)

As estatísticas escolhidas para o presente estudo, diâmetro médio, assimetria e desvio padrão, são aqui usadas para interpretar o transporte de sedimentos e, por conseguinte, as células locais de deriva litorânea. Pela regra de McLaren & Bowles (1985), o transporte dá-se no sentido do “mais grosso / melhor selecionado / mais positivo” ou “mais fino / melhor selecionado / mais negativo”. Quando nenhum dos padrões é encontrado, não se pode aferir o rumo do transporte com segurança. O parâmetro que sozinho indica o rumo do transporte com maior confiabilidade é o grau de seleção.

Nas Figuras 4.20, 4.21 e 4.22, verifica-se nas areias da praia, rumo NE, tendência geral de afinamento, melhora do grau de seleção (diminuição do desvio-padrão) e assimetria mais negativa. Esta combinação de variações é concordante com um dos padrões indicadores de transporte segundo McLaren & Bowles (1985), o que permite inferir uma deriva longitudinal predominante naquele sentido. Nas mesmas figuras, nota-se que, em cada ponto, não existe grande diferença entre praia e duna nos valores dos três parâmetros, em cada ponto. Isto se deve provavelmente à granulação originalmente fina da fonte sedimentar imediata (no caso, a praia), e à curta distância de transporte eólico a partir desta até o sítio de deposição (as dunas).

Apesar do padrão de McLaren indicador de transporte rumo NE na praia como todo, observa-se o mesmo padrão, porém invertido para SW, nos primeiros 10 km mais meridionais da Ilha Comprida. Assim, haveria uma região de divergência de transporte neste local, que também se localiza próximo ao centro da região anteriormente interpretada como sendo

erosiva, devido a morfologia de dunas muito escarpadas, e que apresenta berma e cúspides de espraiamento associadas. A Figura 4.23 representa estes dois supostos segmentos de deriva divergente através de gráficos de dispersão com linhas de tendência.

Figura 4.23. Gráficos comparando tendências de distribuição dos parâmetros estatísticos entre os primeiros 10 km e os últimos 53 km (rumo SW-NE) do sistema praia - duna. Símbolo circular azul representa amostras de praia, enquanto o símbolo triangular vermelho representa amostras de duna frontal incipiente. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

4.4.5 Dedução da deriva litorânea pelo método de Gao & Collins (1992)

Pelo uso do programa GSTAST de Chang *et al.* (2001), para os 63 pontos amostrados na praia, foram aceitos dois vetores, em sentido NE. Suas localizações, expressas em distância (km) a partir do extremo sudoeste da Ilha Comprida, são 15 (rumo $47,09^\circ$, $L=0,67$) e 52 (rumo $59,05^\circ$, $L=0,67$) (Figura 4.24). O pequeno número de vetores aceitos pelo teste deve advir em parte do caráter da distribuição das estações amostradas: linear, e não a em rede, como o programa, a princípio, foi desenvolvido. Isso implica que, para cada estação testada, um máximo de apenas dois vetores vizinhos será tomado, uma situação semelhante à de regiões de borda das amostragens em rede (“efeito de borda” – Gao & Collins, 1994).

Figura 4.24. Vetores orientados para NE, aceitos pelo programa GSTAST para a praia da Ilha Comprida. O vetor mais a SW corresponde à distância longitudinal 15km (de SW para NE), e o a NE, à distância 52 km.

Os resultados obtidos pelo programa apresentam, entretanto, consistência com a deriva predominante para NE, deduzida, no tópico anterior, pela aplicação simples de correlação linear e regra de McLaren & Bowles (1985). Para avaliar a possível deriva litorânea em sentido oposto nos primeiros 10 km a SW, os pontos amostrados foram agrupados de modo a separar as regiões supostas como de deriva divergente. O programa, entretanto, não apontou nenhum vetor neste trecho. Já para os 53 km seguintes a NE, foram indicados os mesmos vetores já aceitos para o teste aplicado ao conjunto completo de pontos de amostragem.

4.5. Resultados de análise de minerais pesados

O sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida apresentou areias na fração muito fina compostas, em média, de 2,58% em massa de minerais pesados (0,69% na praia, 4,47% nas DFIs). Dessas, foram separados, em média, 2,82% de magnéticos (3,79% na praia, 1,85% nas DFIs).

O teor em massa de minerais pesados quantificado ao longo da praia apresentou sutil tendência de aumento rumo NE (Figura 4.25). Gráficamente, três picos de elevado teor em massa podem ser destacados: dois deles quase nas extremidades da ilha (a 3 e 61 km, rumo NE; no gráfico, pontos 1,5 e 30,5), e o terceiro, próximo ao centro (a 37 km rumo, rumo NE; no gráfico, ponto 18,5).

Figura 4.25. Distribuição dos teores em massa de minerais pesados na fração areia muito fina da praia (à esquerda, símbolo circular) e das dunas frontais incipientes (à direita, símbolo triangular), de Sw para NE, ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida.

Destaca-se que o pico de maior teor (4,8% de pesados) próximo à extremidade nordeste, adjacente à desembocadura de Icapara, pode estar ligado a elevada descarga sedimentar, remobilizada pelo rio Ribeira de Iguape através do canal do Valo Grande. A região onde ocorre este pico formou-se essencialmente nos últimas décadas por influência da abertura do referido canal artificial. Assim, partindo-se do pressuposto de que o canal atravessa áreas de depósitos arenosos mais antigos (pleistocênicos) e os remobiliza rumo desembocadura de Icapara, o enriquecimento em minerais pesados seria uma herança dessa fonte arenosa inicial. Outra explicação para o elevado teor de minerais pesados encontrado nesse trecho da praia é a tendência de concentração residual próximo a regiões submetidas a erosão, como a que ocorre justamente aí.

Mesmo fato pode ser evocado para explicar o pico (2%) encontrado a 3 km da ponta sudoeste da praia, em ponto próximo à região tida como de vocação erosiva (fornecimento sedimentar para as áreas vizinhas), nos arredores da distância 8 km (sentido SW-NE). Ademais, vale lembrar que a região abriga um dos sangradouros perenes de maior porte (a 7 km da extremidade SW), cuja contribuição sedimentar pode ser localmente importante.

Para o pico de concentração de pesados de 3,9%, encontrado na distância SW-NE de 37 km, no entanto, que não se encontra próximo a sangradouro perene, uma explicação

possível seria o enriquecimento residual devido a erosão atuante sobre aquele trecho da praia. Embora não existam evidências diretas, os valores relativamente baixos de largura da praia (60,3 m) podem ser tomados como indício de alguma erosão costeira em andamento (Figuras 4.6 e 4.7).

Nos sedimentos de dunas frontais incipientes, a mesma tendência de aumento sutil rumo NE e os mesmos três picos de teor de pesados encontram-se evidenciados graficamente (Figura 4.25). Em comparação com a praia, a posição destes picos aparece entretanto ligeiramente deslocada para NE (distâncias 4, 39 e 63 km, de SW para NE). O fato pode ser explicado pelo transporte das areias, a partir da praia, pelos ventos predominantes e efetivos da região, vindos principalmente de SSE (Geobrás, 1966; tópico 2.3). Este componente de transporte eólico para NNW pressupõe que as dunas imediatamente adjacentes à determinado trecho de praia (na perpendicular) não são neste caso as que melhor o refletem, em termos sedimentológicos. Ventos deslocando areia no sentido NNW, na Ilha Comprida, foram identificados por direções de mergulho de estratificações cruzadas medidas tanto em dunas frontais ativas (estabelecidas) como em paleodunas interiores (Guedes, 2003; Giannini *et al.*, 2006). A mesma sugestão é dada pela orientação rumo NNW nítida no posicionamento de calhas de rupturas de deflação ao longo da ilha (Giannini *et al.*, 2003a; Guedes, 2003).

Outra diferença entre praia e dunas frontais, no que se refere aos picos de concentração de minerais pesados reside na ordem de grandeza dos teores, cerca de cinco vezes maior nas dunas (10,8%, 20,1% e 16,8%, respectivamente, para os pontos de amostragem localizados a 4, 39 e 63 km, de SW para NE). Este enriquecimento em relação à praia pode ser devido à seleção preferencial das frações mais finas pelo vento, as quais comumente concentram minerais pesados, seja por uma questão de tamanho original, herdado da fonte primária (van Andel, 1959), seja por razões de equivalência hidráulica (Giannini, 1993).

4.5.1. Rochas-fontes

Nas amostras analisadas do sistema praia - duna frontal, os minerais pesados transparentes não-micáceos (PTNM), em ordem decrescente de abundância, são: epidoto, turmalina, hornblenda, zircão, estaurolita, rutilo, sillimanita, cianita, andaluzita, hiperstênio e granada. Em menor quantidade (menos de 1% do total da fração PTNM, em frequência de contagem), também são encontrados tremolita (Quadro A2.6 – base), clinopiroxênios (augita e diopsídio) e monazita (tabelas A1.3 e A1.4 do Anexo I). Entre os minerais pesados não-magnéticos, a proporção de opacos é de 63,5% em média.

Segue adiante a descrição dos principais minerais pesados transparentes não-magnéticos encontrados com ocorrência igual ou superior a 1% do total, e a interpretação de suas possíveis rochas fontes:

- Epídoto (17,76%): sua cor predominante é amarelo-esverdeada (epídoto *sensu strictu* ou “pistachita”), mas o amarelo pardo e o incolor também estão presentes, por vezes com aspecto sujo e/ou corroído. Exibe típica cor de interferência “manto de alequim”. Grãos arredondados são dominantes, sendo rara a presença de formas prismáticas ou irregulares. Pode ter como fonte os gnaisses e migmatitos do Complexo Costeiro, mas uma origem em granitos ou mesmo intrusivas alcalinas não pode ser descartada. Quadro A2.1 (topo e centro), Anexo II.
- Turmalina (15,49%): predominam as variedades de cor marrom escuro (*schorlíticas*), seguidas de verdes e azuis (*elbaíticas*) e pardas claras (*dravíticas*). Em geral, têm formas equidimensionais e prismáticas, arredondadas a subarredondadas. Inclusões podem ocorrer. Pode ter origem em granitos, pegmatitos associados e rochas metamórficas do embasamento cristalino. Uma derivação secundária, a partir de sedimentos retrabalhados, não pode ser descartada, devido a presença de cristais corroídos por dissolução. Alguns cristais possuem crescimento secundário (crescimento metamórfico?). Quadros A2.1 (base) e A2.2 (topo), Anexo II.
- Hornblenda (9,86%): grãos com forma quase sempre alongada, de bordas arredondadas e/ou serrilhadas, estas raramente reentrantes no mineral. Alguns raros cristais podem apresentar-se dobrados, o que remonta à estruturação da rocha fonte. Dominam as colorações verde muito escuro e verde pardacento, podendo haver transição pleocróica entre esses matizes. Variedades estritamente pardas podem ser vistas (hornblenda magnésio-hastingsítica). Pode ter fonte em paleossomas anfíbolíticos do Complexo Costeiro e em anfíbolitos alojados no Supergrupo Açungui (Tessler, 1988). Hornblenda magnésio-hastingsítica, em geral, é de origem vulcânica (e.g. Deer *et al.*, 1992; Mange & Maurer, 1992), e pode assim advir de diques de diabásio mesozóicos, que cortam especialmente migmatitos do Complexo Costeiro e corpos granitóides. Quadro A2.2 (centro e base), Anexo II.
- Zircão (9,09%): encontrado sempre incolor, às vezes bem arredondado, ou em grãos prismáticos, e com extremidades piramidais, por vezes fragmentados. Variedades zonadas, com linhas de crescimento interno, são muito raras. Inclusões minerais também podem ocorrer. Mineral comum e de alta resistência química, origina-se provavelmente das rochas do Complexo Costeiro e do Supergrupo Açungui. Quadro A2.3 (topo), Anexo II.

- Estaurolita (8,81%): predominam as formas equidimensionais, arredondadas e de coloração amarelada típica. Raríssimos espécimes apresentam geminação (“cruz de Santo André”?). Pode ter origem nos sedimentos da plataforma continental (Giannini, 1987; Tessler, 1988) e em rochas metamórficas do Supergrupo Açungui. Quadro A2.3 (centro), Anexo II.
- Rutilo (4,79%): predominam cristais vermelhos prismáticos e arredondados, mas variedades angulosas podem ocorrer. Geminações raras, como em “joelho”, e do tipo “polissintética” (à semelhança de plagioclásios, porém em maclas oblíquas ao alongamento do prisma), podem estar presentes. Raríssimos grãos “amorfos” (criptocristalinos) de leucoxênio, em transformação para rutilo, podem aparecer, o que sugere derivação a partir de sedimentos retrabalhados. O rutilo pode advir de charnoquitos, rochas granulíticas, biotita-sillimanita gnaisses e migmatitos do Complexo Costeiro. Quadros A2.3 (base) e A2.4 (topo), Anexo II.
- Sillimanita (4,77%): predominam grãos incolores alongados e angulosos. A *fibrolita*, variedade fibrosa incolor a acinzentada, é rara. A origem provável deste mineral são as rochas metamórficas de alto a médio grau do embasamento pré-cambriano, em especial as paraderivadas. Quadro A2.4 (centro), Anexo II.
- Cianita (3,48%): ocorre em grãos incolores alongados e angulosos. Pode ser derivado de retrabalhamento de sedimentos relíquias da plataforma continental (Giannini, 1987; Tessler, 1988), e de rochas aluminosas (parametamórficas) do Supergrupo Açungui. Quadro A2.4 (base).
- Andaluzita (1,53%): em grãos róseos ou incolores, de formas equidimensionais angulosas. Uma característica muito comum é a presença de inclusões carbonosas. Um leve pleocroísmo em tom róseo pode estar presente. À semelhança da estaurolita e da cianita, pode provir de sedimentos plataformais (Giannini, 1987; Tessler, 1988) e de rochas parametamórficas do Supergrupo Açungui. Quadro A2.5 (topo), Anexo II.
- Hiperstênio (1,51%): ocorre em coloração predominante verde suave, muitas vezes com o típico pleocroísmo de verde para rosa. Os cristais são alongados e de bordas arredondadas ou serrilhadas. Sua origem pode relacionar-se a charnoquitos e outras ortoderivadas de rochas básicas do Complexo Costeiro. Quadro A2.5 (centro), Anexo II.
- Granada (almandina?) (1%): quase sempre incolor, mas tons levemente rosados podem ocorrer. As formas são geralmente de fragmentos irregulares arredondados, sendo que tipos mais angulosos ocorrem com menor frequência. Uma provável alteração superficial ocorre em alguns cristais, em forma de losangos e picoteamentos. A origem provável deste mineral é a partir de rochas parametamórficas aluminosas do Supergrupo Açungui. Quadro A2.5 (base), Anexo II.

4.5.2. Índices de estabilidade mineral

Pela análise de índices de maturidade mineralógica, foi possível reconhecer duas tendências de variação espacial, ainda que não contínuas: o decréscimo no índice ZTR de SW para NE e o decréscimo na porcentagem dos minerais instáveis (índice INS) da praia para as dunas frontais incipientes (Figura 4.26). A primeira tendência reflete o padrão geral de transporte para NE, indicado de forma mais evidente no tópico anterior, pela distribuição granulométrica. Neste caso ocorreria aumento, dentro da fração areia muito fina, da quantidade relativa de minerais de elevada densidade e equivalente hidráulico, devido à redução da granulometria, dentro da mesma fração, no rumo da deriva longitudinal. Situação semelhante é relatada por Giannini *et al.* (1994) para a distribuição de minerais pesados na Ilha do Mel (Paraná). Mesmo fato explica a segunda tendência, referente ao empobrecimento de instáveis através transporte eólico da praia às dunas, cabendo aí considerar também que a maioria dos minerais instáveis (hornblenda e hiperstênio) possui tamanho maior que os minerais mais estáveis, dentro da mesma classe granulométrica (areia muito fina).

Na Ilha Comprida, o diâmetro médio das areias da praia em relação ao das dunas altera-se muito pouco (de 2,77 para 2,88 *phi*, respectivamente). Entretanto, a porcentagem de areia contida nas classes areia fina e areia muito fina modifica-se significativamente, em média de 70% e 30%, respectivamente, na praia, para 55% e 45%, nas dunas. Portanto, com base nos trabalhos indicados acima, considera-se aqui uma redução relativa da porcentagem de minerais instáveis (iINS), da praia para as DFIs, e um enriquecimento relativo de minerais ultraestáveis (iZTR) no mesmo sentido, relacionado ao afinamento da granulometria. Os teores encontrados na praia para rutilo e zircão (3,23% e 4,77%) praticamente duplicam e triplicam (respectivamente) nas dunas (6,29% e 13,28%).

Figura 4.26. Variação dos índices de estabilidade de minerais pesados na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

A porcentagem dos minerais ultraestáveis (iZTR) apresenta relação inversa com a de moderadamente estáveis (iMET), sob coeficiente de correlação linear (r) superior ao apresentado na correlação, também inversa, com instáveis (iINS) (Figura 4.26). O principal constituinte metaestável da assembléia, o epídoto, aparenta correlação grosso modo inversa com alterita (Figura 4.27). Interpreta-se aqui que grande parte das alteritas formam-se às expensas de destruição (com perda de propriedades ópticas) de epídoto. Indício disso é que, por vezes, o epídoto reconhecido no estudo petrográfico apresenta alterações de borda que são em tudo semelhantes à maioria dos grãos quantificados de alterita.

Figuras 4.27. Comparação entre as freqüências de contagem de epídoto e de alterita na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

4.5.3. Verificação gráfica do efeito da razão hidráulica

Para verificar a possível influência do equivalente hidráulico dos minerais pesados sobre sua distribuição ao longo do sistema praia-duna, os minerais transparentes não micáceos identificados foram subdivididos em dois grupos de comportamento hidráulico supostamente diferenciado. (Figuras 4.28). O grupo de minerais tidos como “mais equidimensionais e densos” incluiu zircão, rutilo, estauroлита, granada e monazita; este grupo pode ser considerado e designado como de alto equivalente hidráulico. O restante dos minerais pesados, turmalina, hornblenda, cianita, sillimanita, andaluzita, epídoto, hiperstênio, clinopiroxênios e tremolita, foi agrupado entre os “mais alongados e menos densos”; este grupo será aqui denominado como de baixo equivalente hidráulico. O gráfico permite observar ligeira tendência de incremento rumo NE de minerais de baixo equivalente hidráulico, em detrimento dos de equivalente hidráulico elevado. Este resultado pode ser atribuído à seleção hidráulica por forma e densidade, no rumo residual de deriva litorânea longitudinal.

Figura 4.28. Variação dos somatórios de minerais pesados por agrupamento de “mais equidimensionais e densos” (zircão, rutilo, estauroilita, granada e monazita) versus “mais alongados e menos densos” (turmalina, hornblenda, cianita, sillimanita, andaluzita, epidoto, hiperstênio, clinopiroxênios e tremolita) na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

Em tese, os minerais “mais instáveis” incluem-se entre os mais alongados e menos densos. O mesmo deve ser válido para os minerais “mais estáveis”, em relação aos mais equidimensionais e densos, exceção feita a turmalina. Para testar o efeito da razão hidráulica entre os minerais ultraestáveis, a turmalina foi lançada em gráfico contra a soma “zircão mais rutilo”. A figura 4.29, nesta base, não mostra porém um comportamento inverso (especular) claro entre os dois grupos, como se esperaria em função da diferença de razão hidráulica entre ambos, a não ser no terço central da praia (entre as distâncias 20 e 40 km rumo NE). Em linhas gerais, tanto zircão mais rutilo como turmalina apresentam tendência maior para decréscimo rumo NE. Já no caso das dunas frontais incipientes, a especularidade entre os dois grupos torna-se algo mais evidente. A variação longitudinal mais clara nesse caso é o decréscimo de zircão mais rutilo na metade nordeste da ilha, com manutenção da concentração de turmalina. O comportamento relativo de zircão mais rutilo versus turmalina permite sugerir que, pelo menos para o transporte subaquoso ao longo da praia, a concentração relativa de minerais pesados ultraestáveis não é determinada somente pelo comportamento hidráulico. Outros fatores, como proveniência sub-regional, podem ser também determinantes da distribuição, especialmente nos terços extremos da praia.

Uma hipótese ligada a proveniência para explicar o padrão encontrado na distribuição longitudinal de minerais ultraestáveis no terço nordeste da praia, é o aporte renovado,

supostamente empobrecido nestes minerais, pelo rio Ribeira de Iguape, via desembocadura de Icapara. Essa hipótese, no entanto, poderia ser evocada somente para os últimos 5,5 quilômetros do extremo nordeste da Ilha Comprida, que correspondem ao trecho formado sob influência direta do aporte sedimentar do rio Ribeira de Iguape advindo da construção do Valo Grande a partir do século XIX. Ela vai contra a evidência de que a redução de ultraestáveis por fatores não meramente hidráulicos se dá pelo menos em todo o terço nordeste da praia. É possível portanto que a mudança na composição dos sedimentos preexistentes na planície de Iguape, erodidos pela paleodesembocadura de Icapara durante sua migração prograssiva rumo NE, associada ao efeito hidráulico, constituam a explicação mais plausível para a distribuição de minerais no terço nordeste.

Figuras 4.29. Variação de minerais pesados ultraestáveis por agrupamento de “zircão mais rutilo versus turmalina” na praia (à esquerda, símbolo circular) e nas DFIs (à direita, símbolo triangular), no sentido de SW para NE. Os símbolos n, r e α correspondem respectivamente a número de amostras, coeficiente de correlação linear e nível de significância (por teste de regressão unicaudal t de Student).

Já em relação ao terço sudoeste, destaca-se o crescimento divergente tanto de turmalina, como, principalmente, de zircão mais rutilo a partir da distância de 10 km rumo NE (ponto 5 no gráfico). Esta tendência tem correspondência nos resultados de análise granulométrica (afinamento seletivo divergente a partir deste ponto), que levaram à interpretação de divergência de células de deriva. Com base nisso, torna-se possível supor o aumento relativo do percentual de zircão e rutilo como função da redução do tamanho médio dos grãos (van Andel, 1959). Desse modo, o gráfico da esquerda na Figura 4.29 (praia) serviria para reafirmar a existência de divergência de deriva na distância 10km.

CAPÍTULO 5 – MODELO MORFODINÂMICO PARA O SISTEMA PRAIA - DUNA FRONTAL RECENTE DA ILHA COMPRIDA

Além dos estudos da Geobrás (1966), que já apontavam para um modelo de evolução por adição transversal e longitudinal de cordões litorâneos em cinco fases nos últimos 130 a 150 anos, um novo modelo de crescimento da Ilha Comprida, para um período maior dentro do Holoceno, foi proposto por Giannini *et al.* (2003a, 2006) e Guedes (2003). Neste, os autores usam associação de informações obtidas de fotointerpretação, descrição de perfis em transectos, análises texturais e mineralógicas e datações por luminescência opticamente estimulada e ^{14}C . A aquisição de dados foi por eles realizada em três transectos, executados de modo a atravessar diferentes gerações de cordões litorâneos da barreira. Nestes trabalhos, conclui-se pela evolução holocênica da ilha dividida em quatro fases principais, onde duas componentes de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, alternam-se em importância relativa.

De acordo com esse modelo, na fase 1 predominou crescimento para NE, pela adição de cordões litorâneos curvados para esse rumo, com pronunciado componente de “engorda” rumo SE (tempos 1 a 3 na Figura 6.1). Na fase 2, haveria crescimento mais pronunciado para NE, tornando subordinada a componente de alargamento (rumo SE) da ilha (tempos 4 a 6 da mesma figura). Na fase 3, o crescimento para NE teria sido temporariamente interrompido pelo morro de Icapara, que funcionou como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal e assim propiciou fase dominada por alargamento (tempo 7). Por fim, na fase 4, a “engorda” da ilha atingiu o ponto em que o morro de Icapara não mais funcionava como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE, como pode ser observado hoje em dia com a migração da desembocadura de Icapara (tempo 8).

Giannini *et al.* (2003a) e Guedes (2003) atentaram ainda para a possibilidade da existência de uma “fase zero”, que corresponderia à formação de uma barreira transgressiva, da qual reconheceram, porém, não haver registro aparente em superfície.

Como observação adicional relativa à fase final do modelo acima, merece destaque a importância da abertura do Valo Grande, em 1852, conforme já proposto por vários autores (Geobrás, 1966; Teles, 1997; Pisetta, 2006; Giannini *et al.*, 2006). O incremento na descarga sedimentar da laguna favorecida por este atalho artificial do rio Ribeira de Iguape seria o principal responsável pelo crescimento da ilha nos últimos anos (instauração da fase 4), com conseqüente aceleração da erosão da praia do Leste (Ilha de Iguape) e, por conseguinte, do deslocamento para NE da desembocadura lagunar de Icapara (Giannini *et al.*, 2006).

Guedes (2003) supôs ainda que o rumo NE de deriva litorânea predominante, observada em suas análises ao largo da ilha, seria o mesmo de hoje, deduzido pelos estudos prévios de outros autores (Geobrás, 1966; Tessler, 1982; Tessler & Furtado, 1983; Tessler, 1988; Souza, 1997). Mas afirmou, também, a necessidade de uma análise mais detalhada ao largo do sistema praia - duna atual para uma melhor compreensão desta dinâmica, o que contribuiria também na verificação da fase final de seu modelo (tempo 8), baseado apenas na análise de cordões litorâneos.

Neste intuito, foi desenvolvido aqui um modelo morfodinâmico, com base nos estudos morfológicos e sedimentológicos do sistema praia - duna frontal recente da Ilha Comprida, em complemento ao modelo original de Giannini *et al.* (2003a,b) e Guedes (2003) (tempo 8 da Figura 5.1). Os resultados apontam para a existência de duas células de deriva litorânea principais. A predominante engloba 53 km da barreira e possui sentido NE. A subordinada ocorre com deslocamento oposto (SW), englobando os restantes 10 km da barreira. Assim, a região a 10 km a partir do extremo sudoeste da Ilha Comprida pode ser considerada de divergência entre as duas células de deriva litorânea. Isto implica vocação erosiva, ou seja, de fornecimento sedimentar para áreas vizinhas, nesta região. Em termos de morfologia de dunas, esta interpretação pode ser reforçada pela existência de DFIs muito baixas (até 40 cm), por vezes em rampas sobre falésias vivas de DFEs e paleodunas ou cordões. Quanto à morfologia da praia, a região de divergência apresenta maior declividade ($\approx 0,72^\circ$) que a média da ilha ($\approx 0,67^\circ$) para a face praial; ali, observa-se também a elevação de terraços de berma, por vezes escavados na forma em planta de cúspides.

Figura 5.1. Modelo evolutivo de crescimento sedimentar da barreira de Ilha Comprida durante o Holoceno. Detalhado de Giannini *et al.* (2003a) e Guedes (2003).

De forma geral, o modelo mostra predominância da deriva para NE, confirmando a especulação de trabalhos prévios. Também detalha e reforça o modelo da fase final de evolução da Ilha Comprida segundo Giannini *et al.* (2003a) e Guedes (2003), bem como suposição de que a deriva litorânea geral não deve ter-se alterado de maneira significativa durante seu crescimento nos últimos milênios (Figura 5.1) a décadas (Figuras 4.2 e 4.3: modelo baseado em Geobrás, 1966; Teles, 1997, e este trabalho).

Uma síntese ilustrada da morfologia e morfodinâmica da Ilha Comprida ao longo de seu sistema praia - duna frontal recente pode ser vista na Figura 5.2.

Figura 5.2. Gráfico de retas de ocorrência ilustrando a síntese morfodinâmica do sistema praia - duna frontal ativo da Ilha Comprida. **A** – pontos ao longo do sistema praia - duna frontal; **B** – morfologia das DFIs: R (rampa), N (*nebkha*), C (cordão) e T (terraço); **C** – presença de franja eólica ao sopé das DFIs; **D** – feições da região pós-praia (sem pós-praia definido, quando em branco); **E** – regime morfodinâmico interpretado para a praia: ID (intermediário-dissipativo), IR (intermediário-reflexivo), DC (dissipativo com cúspides) e DI (dissipativo); **F** – regime de quebra de ondas sobre a praia (classificação de Galvin, 1968); **G** – deriva litorânea interpretada. O traço vermelho que atravessa todas as retas de ocorrência marca a zona interpretada como de divergência das células de deriva litorânea longitudinal.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

O trabalho realizado baseou-se em três abordagens principais para o estudo da geologia sedimentar da praia de Ilha Comprida: morfodinâmica, granulométrica e mineralógica. Baseando-se também na revisão crítica inicial da bibliografia preexistente, e na análise de feições deposicionais em fotografias aéreas, foi possível atender às três metas previstas, e chegar a uma proposta de modelo morfodinâmico para esta Ilha. As seguintes conclusões podem ser destacadas:

- ⇒ A fotointerpretação permitiu identificar mudanças históricas significativas no extremo nordeste da Ilha Comprida, junto à desembocadura de Icapara. As principais mudanças verificadas entre os anos de 1962 e 2000 foram o desaparecimento de uma proeminência arenosa junto à praia e o deslocamento para NE da desembocadura de Icapara, evidenciado por destacado crescimento da Ilha Comprida no mesmo rumo, em detrimento (forte erosão) da Praia do Leste (ilha de Iguape) na extremidade oposta da desembocadura.
- ⇒ Registros históricos de mais de 130 anos da região no entorno da extremidade nordeste da Ilha Comprida reafirmam tendência de deslocamento do canal de Icapara para NE. Em adição, também é possível apontar rápido alargamento inicial do canal do Valo Grande, grande variação na largura da extremidade nordeste da barreira (região do campo de dunas ativo) e existência intermitente de um embaçamento lagunar (na ilha de Iguape) e de um esporão arenoso (entre 59 e 60 km rumo NE).
- ⇒ Aumento acentuado na largura do canal do Valo Grande ocorreu entre 1870 e 1910 (cerca de 3,5 m/ano em média), período grosso modo equivalente ao do surgimento e rápido estreitamento (cerca de 17,5 m/ano em média) da região correspondente ao campo de dunas ativo do extremo nordeste da ilha (entre os quilômetros 58 e 59, rumo NE).
- ⇒ Detecta-se tendência de estreitamento da desembocadura lagunar de Icapara a partir de 1940. Esta tendência é verificada através da defasagem entre as distâncias percorridas pela ilha e pela margem norte do canal. Entre 1991 e 2000, porém, a largura do canal de Icapara aumentou.
- ⇒ A variação da largura da Ilha Comprida na extremidade nordeste não aparenta relação clara e direta com seu deslocamento no mesmo rumo, exceto talvez entre 1882 e 1908, período em que se estabelece essa região. Nesse intervalo, o “estrangulamento” desse trecho da ilha foi quase equivalente ao seu crescimento rumo NE (cerca de 30 m/ano).

- ⇒ Embora o principal mecanismo de transporte pelo canal de Icapara seja através de sedimentos suspensos, considera-se importante o retrabalhamento de depósitos antigos da planície costeira, por transporte de areia em carga de fundo. Nesse aspecto, foi de fundamental importância o aumento da descarga lagunar após a abertura do Valo Grande, em 1852. Algumas evidências do aumento desse tipo de transporte são o surgimento de ilhas arenosas na laguna (entre o Valo Grande e a desembocadura de Icapara) e a distribuição de “manchas de areia” intercaladas no fundo do canal.
- ⇒ No que se refere especificamente à desembocadura de Icapara, e ao próprio crescimento recente da Ilha Comprida para NE, este efeito de remobilização de areias preexistentes, estimulado pelo aumento de vazão devido ao Valo Grande, incluiria a intensificada dinâmica de meandramento do canal.
- ⇒ Um comportamento meandrante do canal de Icapara pode ser assinalado por sua curvatura em planta, sua assimetria em perfil e por seu transporte sedimentar transversal com resultante para SW. Por esta dinâmica, os sedimentos erodidos em Iguape são redepositados na Ilha Comprida, deslocando o canal de Icapara para norte. Outro indicativo pode ser a diferença (atual) encontrada na descarga sedimentar total (suspensa e trativa) estimada entre o Valo Grande e o canal, de cerca de 15 ton/ano (57 ton/ano para o Valo Grande versus 72 ton/ano para o canal de Icapara).
- ⇒ A efemeridade de algumas feições sedimentares refletem a intensa dinâmica sedimentar do trecho entre o Valo Grande e a desembocadura de Icapara. Como exemplo, incluem-se entre estas feições a “lagoa” Gapara (existente em fins do século XVIII, reaparecendo em 1882) e um esporão arenoso do extremo nordeste da ilha (registrado de 1943 a 1973).
- ⇒ Na praia da Ilha Comprida, o regime morfodinâmico predominante é o dissipativo, com quebra deslizante das ondas. Por todo o trecho a partir da distância de 17 km do extremo sudoeste, a morfologia da praia caracteriza-se por ampla e larga faixa de espraiamento de baixa declividade (média de $0,66^\circ$). Quanto às dunas, predominam nesse trecho os tipos mais estabilizados (terraço e cordão), que se alternam em baixa frequência e de forma monótona.
- ⇒ No trecho correspondente aos primeiros 16 km da ilha em sentido SW-NE, predomina a morfodinâmica de praia intermediária a dissipativa, com quebra de ondas em transição para mergulhante. A partir dos 5 primeiros km do mesmo trecho (no sentido SW-NE), a morfologia apresenta reentrâncias na forma de cúspides escavados na berma. Em relação às dunas, destaca-se a morfologia de rampas de DFIs ancoradas em falésias vivas de dunas frontais estabelecidas e de depósitos mais antigos (paleodunas? paleoterraços de

praia?), alternando-se em alta frequência com formas dunares de terraço e cordão, a partir do quilômetro 9 (sentido SW-NE).

- ⇒ Montículos isolados de *nebkhas*, por vezes associados a terraços baixos, encontram-se localizados às extremidades da ilha (adjacentes às desembocaduras lagunares) e nas proximidades de córregos de maior porte (“sangradouros”) ao longo dela. Aos locais de sua ocorrência, atribui-se um aporte regular e/ou contínuo de sedimentos (especificamente no caso das extremidades da ilha) e uma maior coesão das areias devido à alta umidade, o que dificultaria a geração de formas dunares mais proeminentes.
- ⇒ Franjas eólicas encontram-se ao sopé de dunas frontais incipientes ou sobre terraços baixos associados à presença de *nebkhas*. Sua ocorrência é ampla, mas não há um padrão aparente de distribuição e/ou forma que se reconheça como correlato à morfodinâmica da ilha.
- ⇒ O desenvolvimento de vegetação psamófitas nas feições eólicas é bem marcado na Ilha Comprida. Seu estabelecimento é importante na fixação e desenvolvimento das primeiras formas dunares. Nas dunas frontais incipientes, predomina a ocorrência (ordem decrescente de importância) de *Spartina ciliata*, *Ipomea pes-caprae* (“salsa-de-praia”), *Hydrocotyle umbellata* (“açariçoba”), *Iresine portulacoide* e *Ipomea litoralis*.
- ⇒ Nas amostras coletadas no sistema praia - duna frontal, predominam areias finas a muito finas, em geral muito bem selecionadas. Areias eólicas e de praia diferenciam-se apenas sutilmente. Isso ocorre devido à granulação originalmente muito fina da praia em questão, que constitui assim fonte pouco selecionável pelo vento construtor das dunas frontais incipientes.
- ⇒ A assimetria mostrou-se o parâmetro de granulometria que melhor diferencia areias eólicas e praias na Ilha Comprida. O fato decorre da grande competência do vento em deslocar a cauda da curva de distribuição granulométrica para as frações mais finas, mesmo para distâncias muito curtas (dezenas de metros), como é o caso. Com isso, observa-se predomínio de assimetrias nulas a positivas nas dunas frontais incipientes, em contraste a assimetria predominantemente negativa das areias de praia.
- ⇒ O padrão combinado de variação longitudinal dos parâmetros diâmetro médio, desvio-padrão e assimetria das areias da praia é compatível com a hipótese de deriva longitudinal predominante para NE. Neste rumo, ocorre afinamento da granulação média, com melhora da seleção e tendência para assimetria mais negativa. Porém, o mesmo padrão ocorre em sentido oposto (SW) a partir da distância 10 km da desembocadura de Cananéia. A inversão dos vetores de variação granulométrica nesta distância é indicativa de divergência de células de deriva litorânea longitudinal.

- ⇒ A distribuição longitudinal dos teores em massa de minerais pesados nas amostras de espraçamento apresenta tendência sutil de aumento para NE. Destacam-se graficamente três picos de elevado teor em massa. Os picos das extremidades podem ser explicados por sua localização próximo a locais de evidências erosivas, retrabalhando sedimentos mais antigos enriquecidos em minerais pesados. Na extremidade nordeste, o maior teor em pesados do pico pode ser favorecido também por um aporte sedimentar renovado através da desembocadura de Icapara. O pico central não possui evidências diretas de ação erosiva no sistema praia - duna; coincide, porém, com a região de mais baixa declividade e largura da praia.
- ⇒ Mesma tendência de aumento sutil para NE e os mesmos picos de teor de minerais pesados podem ser acompanhados nas dunas frontais incipientes. Porém, uma pequena deflexão gráfica, rumo NE, é observada nos picos das dunas em comparação com a praia. A deflexão deve ocorrer como resultado do transporte eólico efetivo predominante que, na região da Ilha Comprida, é para NNW.
- ⇒ A assembléia de minerais pesados transparentes não-micáceos, analisada na fração areia muito fina, é constituída, em ordem decrescente de abundância, por: epídoto, turmalina, hornblenda, zircão, estaurolita, rutilo, sillimanita, cianita, andaluzita, hiperstênio e granada. Com menor frequência, e muito menos abundantes (menos de 1% do total), também são encontrados tremolita, clinopiroxênios (augita e diopsídio) e monazita.
- ⇒ Analisando a variação dos índices de maturidade mineralógica ao longo do sistema praia - duna frontal, nota-se ligeira tendência de aumento de metaestáveis (iMET) e instáveis (iINS) rumo NE (rumo da deriva longitudinal predominante), com concomitante redução do percentual de ultraestáveis (iZTR). Sendo a maioria dos ultraestáveis de densidade maior e mais equidimensionais, seu transporte seria assim dificultado em relação aos demais, por questões de equivalência hidráulica, gerando a tendência observada.
- ⇒ Da praia para as DFIs, nota-se aumento do índice ZTR e diminuição concomitante do índice de minerais instáveis (iINS). Isso ocorre pela seleção eólica preferencial das frações mais finas que, paralelamente, são as que concentram minerais pesados mais densos e estáveis.
- ⇒ O epídoto, componente mais abundante entre os minerais pesados, aparenta correlação grosso modo inversa com alterita. Por vezes, o epídoto reconhecido no estudo petrográfico apresenta alterações de borda semelhantes à maioria dos grãos quantificados como alterita, o que sugere forte relação genética entre ambos.
- ⇒ Embora o efeito da razão hidráulica entre minerais ultraestáveis deva ser considerado para a praia da Ilha Comprida, o teste gráfico lançando turmalina contra “zircão mais rutilo” não

separou nitidamente estes dois grupos. O fato pode estar ligado a um aporte renovado enriquecido em turmalina, pela desembocadura de Icapara. Destaca-se que a turmalina é o segundo mineral em teor no sistema praia - duna frontal da ilha.

- ⇒ Por integração de estudos morfológicos (aerofotointerpretação e descrição de campo) e sedimentológicos (granulometria e mineralogia), destaca-se a existência de duas células de deriva litorânea atuando na costa da ilha. A primeira, predominante, abrange aproximadamente 53 km da barreira e é voltada para NE. A subordinada abrange os restantes 10 km, voltada para o sentido oposto (SW). Assim, ocorre uma zona de divergência de deriva longitudinal na altura aproximada do km 10 (sentido SW-NE).
- ⇒ Esta zona de divergência pode ser tida como de vocação erosiva (fornecimento sedimentar) em relação às áreas vizinhas. A interpretação é reforçada pela existência local de DFIs muito baixas (até 40 cm), por vezes em rampas sobre falésias vivas de DFEs e depósitos mais antigos (paleodunas? paleoterraços de praia?). Na face praial, a região é a que apresenta a mais alta declividade média ($0,72^\circ$), com presença de cúspides escavados na berma.
- ⇒ De modo geral, a deriva predominante para NE, como vista em trabalhos anteriores, é aqui confirmada. Reforça também a idéia de que o rumo da deriva longitudinal não deve ter-se alterado significativamente durante as principais fases de evolução da Ilha Comprida, até os dias de hoje, como sugerido por estudos anteriores nos cordões internos da barreira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, **41**: 167-263.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. 1994. Variation of sedimentological parameters with depositional age across a succession of beach-ridges in the Holocene of Mel Island, Paraná, Brazil. *In*: International Sedimentological Congress, 14. Recife, 1994. Abstracts...Recife, IAS, p. D1-D3.
- ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. 1996. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões holocênicos, como função da idade deposicional, na Ilha do Mel (PR). *Bol. Paranaense de Geoc.*, **44**: 77-86.
- BARCELOS, J. H. 1975. Sedimentação e subambientes deposicionais da ilha Comprida, São Paulo. São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado, 1 mapa, 155p.
- BENTZ, D. 2004. Os cordões litorâneos da planície de Una-Juréia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.). 1 v., 3 mapas, 109 p.
- BENTZ, D. & GIANNINI, P.C.F. 2003. Interpretação aerofotogeomorfológica da planície costeira de Una-Juréia, municípios de Peruíbe-Iguape, SP: modelo evolutivo e origem da erosão na praia da Juréia. *In*: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, PE. Recife, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- BIGARELLA, J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arqu. Biol. Tecn.* v.1: 75-111.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965. Contribuição ao estudo da Formação Pariqüera-Açu, Estado de São Paulo. *Bol. Paranaense de Geog.*, **16/17**: 17-41.
- BIRD, E.C.F. 1960. The formation of sand beach ridges. *Aust. Journ. Scien.*, **22**: 349-350.
- BLOOM, A.L. 1969. *Superfície da Terra* (Traduzido e comentado por Setembrino Petri & Reinholt Ellert). Editora Edgard Blücher Ltda., 184 pag.
- BONETTI FILHO, J. 1995. *Transporte de Sedimentos por Suspensão nas Proximidades da Barra de Cananéia (SP)*. São Paulo, Instituto Oceanográfico, USP. Dissertação de Mestrado, 2v., 260p.
- BONETTI FILHO, J. & FURTADO, V.V. 1996. Modelo digital de terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral sul do Estado de São Paulo. *Geociências*, São Paulo, 15(2):367-380.
- BRUUN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Am. Soc. Civil Engin. Proc., J. Waterways harbors Div.*, **88**:117-130.

- CURRAY, J.R.; EMMEL, F.J.; CRAMPTON, P.J.S. 1969. Holocene story of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: CASTANARES, A.A. & PHLEGER, F.B. (Eds.). *Lagunas costeras, un simposio*. Mexico, Unam-Unesco, 1967, p.63-100.
- DAVIES, J.L. 1957. The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. *Austral. Journ. Scien.*, **20**: 105-111.
- DAVIES, J.L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphology*, [S.I.], v.8, p.127-142. Mortensen Sonderheft, 1964.
- DE MIO, E. & GIANNINI, P.C.F. 1997. Variação de minerais pesados transversal à planície litorânea de Peruíbe-Itanhaém, SP. In: CONG. ASSOC. BRAS. ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. Resumos expandidos...Curitiba, ABEQUA, p.109-114.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London: Longman Scientific & Technical ed. 544 p. (2nd ed.).
- CARNEIRO, A.G. 1995. *Guia Mar São Paulo*. São Paulo: Revista Náutica ed., Projeto Especial, 267 p.
- CENTRO TECNOLÓGICO DE HIDRÁULICA (CTH-LH-USP) 1973. Observação das características das ondas do mar de Cananéia. *Relatório de projeto do Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Depto. de Água e Energia Elétrica da Secretaria de Serviços e Obras Públicas*. São Paulo, 40 pag. (inéd.).
- FALEIROS, F.M. 2005. *Caracterização de terrenos tectono-metamórficos no extremo sul do Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Exame de Qualificação para Doutorado (inéd.). 1 v., 78 p.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L. 1984. *Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira*. Pag. 35-46. In: L. D. Lacerda; D. S. D. Araujo; R. Cerqueira; B. Turcq (Eds.) *Restingas: Origem, Estrutura e Processos*. CEUFF, Niterói.
- FOLK, R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. *The University of Texas. Geology*, 370K, 38L, 383M. Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.
- GALVIN, C.J. 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journ. Geophys. Research*, v. 73, pp. 3651-3659.
- GAO, S. & COLLINS, M. 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology* 81 (1/2), p.47-60.
- GEOBRÁS ENGENHARIA E FUNDAÇÕES S/A. 1966. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e rio Ribeira de Iguape. Relatório GEOBRÁS S/A, Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira do Dept. de Águas e Energia Elétrica, SP, 2 vol.
- GIANNINI, P.C.F. 1987. *Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.). 2 v., 3 mapas, 234 p.

- GIANNINI, P.C.F. 1989. Evolução quaternária da planície costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP) segundo resultados granulométricos: um confronto de métodos de tratamento estatístico. *Bol. Paranaense de Geoc.*, **38**:1-50.
- GIANNINI, P.C.F. 1993. *Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba*, SC. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (inéd.). 2 v., 2 mapas, 439 p.
- GIANNINI, P.C.F. 2002. Dinâmica de sistemas deposicionais eólicos no Quaternário do litoral sul paulista e centro-sul catarinense. Relatório parcial I de projeto de auxílio à pesquisa (processo FAPESP 01/01732-8). Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, 140 p.
- GIANNINI, P.C.F. 2006. *Sistemas deposicionais eólicos no Quaternário costeiro do Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo. Tese de Livre Docência (**em preparo**).
- GIANNINI, P.C.F.; LESSA, G.C.; KOGUT, J.S.; ANGULO, R.J. 1997. Variação nas assembléias de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR). In: CONG. ASSOC. BRAS. ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. Resumos expand...Curitiba, ABEQUA, p.58-62.
- GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ANGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA M.C.; MORI, E.K. 2003a. Geometria de cordões litorâneos e espaço de acomodação sedimentar na ilha Comprida, litoral sul paulista: modelo baseado em aerofotointerpretação. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, PE. Recife, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ASSINE, M.L.; ANGULO, R.J.; SOUZA M.C.; PESSENDA, L.C.R.; TATUMI, S.H. 2003b. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, PE. Recife, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- GIANNINI, P.C.F.; MACHADO, J.A.; SANTOS, E.R. 2003c. Propriedades granulométricas no sistema praia-duna ao longo da costa noroeste portuguesa, de Porto a Nazaré. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9 & CONGR. DO QUATERN. DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICA, 2, Recife, PE. Recife, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.P.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. 2005. Dunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P.; OLIVEIRA, A.M.S. (eds.). *Quaternário do Brasil*. Assoc. Brasil. Estudos do Quaternário, São Paulo, Editora Holos.
- GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JR, D.R.; TANAKA, A.P.B.; ANGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA, M.C. 2006. Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P. (eds.). *Geology of the Brazilian coastal barriers: Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag (**em exame**).

- GUEDES, C.C.F. 2003. *Os cordões litorâneos e as dunas eólicas da Ilha Comprida, Estado de São Paulo*. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 54 p.
- GUERRA, A.T. 1966. *Dicionário geológico-geomorfológico*. Conselho Nac. Geogr. IBGE, 2ª. Ed., 411p.
- HARARI, J. & MESQUITA, A.R. 2003. *Tábua das Marés de Ubatuba, Santos e Cananéia para os Anos de 2002 e 2003*. In: Relatório Técnico do Instituto Oceanográfico, 51, p.1-28.
- HARARI, J.; FRANÇA, C.A.S.; CAMARGO, R. 2004. Variabilidade de longo termo de componentes de marés e do nível médio do mar na costa brasileira. *Afro-America Gloss News*, 8(1).
- HESP, P.A. 2000. *Coastal sand dunes. Form and function*. CDNV Technical Bulletin No. 4. Massey University, 28 p.
- HESP, P.A. 2003. Sand beach ridges: definitions and re-definition. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO JR., E.E.; TABAJARA, L.L.C.A.; CLEROT, L.C.P. 2005. Beach-ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, southern Brazil. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.* Rio de Janeiro, **77**(3): 493-508.
- HOEFEL, F.G. *Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas – Uma Revisão Bibliográfica*. 1ª. ed. Itajaí: Editora da Univali, 1998, 92 p.
- HUBERT, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the dependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**(3): 440-450.
- HUECK, K. 1955. Plantas e formação organogênica das dunas no litoral paulista, parte I. *São Paulo: Secretaria de Agricultura do Estado de São Paulo, Instituto de Botânica. Contribuições para a pesquisa fitossociológica paulista 2* (90 figuras, 130 páginas).
- INGERSOLL, R.V.; BULLARD, T.F.; FORD, R.L.; GRIMM, J.P.; PICKLE, J.D.; & SARES, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, num. 1, March 1984.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – DATA DISTRIBUTION CENTER (IPCC-DDC) 1990. Web site: <http://ipcc-ddc.cptec.inpe.br/>
- INSTITUTO NACIONAL DE METROLOGIA, NORMALIZAÇÃO E QUALIDADE INDUSTRIAL (INMETRO) 2006. Web site: <http://www.inmetro.gov.br/infotec/publicacoes/Si/si.htm>
- KING, C.A.M. 1972. *Beaches and coasts*. London: Edward Arnold Ed., 570 p.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A. 1979. *Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes*. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DINTEP, p.7-26 (Série Projeto REMAC, 8).

- KURIYAMA, Y.; MOCHIZUKI, N.; NAKASHIMA, T. 2005. Influence of vegetation on aeolian sand transport rate from a backshore to a foredune at Hasaki, Japan. *Sedimentology*, 52: 1123-1132.
- LAMEGO, A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. *Dep. Nacion. Prod. Mineral, Div. Geol. Min., Bol.* **96**: 63 pag.
- LAMOUR, M.R. 2006. Dinâmica sedimentar da desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá – PR. Curitiba, UFPR. *Exame de Qualificação para Doutorado*, 82 p. (inéd.)
- LIMA, M.P. & ANGULO, R.J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, terciário do Estado do Paraná. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, vol. 62, n.4, p.357-371.
- MANGE, M.A. & MAURER, H.F.W. 1992. *Heavy minerals in colour*. London: Chapman & Hall, 147 p.
- MARETTI, C.C. & FILET, M. 1988. Ilha Comprida: um desafio ao planejamento ambiental. In: *Ambiente*. **2**: 66-73.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1975. The State of São Paulo coastal marine Quaternary geology – the ancient strandlines. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **47**: 249-263.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1976. O Quaternário marinho do Estado de São Paulo. In: *CONG. BRASIL. DE GEOLOGIA, Ouro Preto. Anais...Ouro Preto*, SBG, v.1, p.281-294.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1988. *Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DNPM, 40p., 2 mapas (Série Geologia 28, Seção Geologia Básica 18).
- McKENZIE, P. 1958. The development of sand beach ridges. *Austral. Journ. Scien.*, **20**: 213-214.
- McLAREN, P. & BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *J. Sediment. Petrol.*, **55**(4): 457-470.
- MELO, M.S. 1990. A Formação Pariquêra-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. São Paulo, Instit. Geociências, Univ. de São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.), 211 p.
- MESQUITA, A.R. & HARARI, J. 1983. *Tides and Tide Gauges of Cananéia and Ubatuba – Brazil (Lat. 24°)*. In: Relatório Interno do Instituto Oceanográfico, 11, p.1-14.
- MIHÁLY, P. 1997. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e sul paulista. Dissertação de mestrado (inéd.), Universidade Federal do Paraná, 109 p.
- MIRANDA, L.B.; MESQUITA, A.R.; FRANÇA, C.A.S. 1995. Estudo da circulação e dos processos de mistura no extremo sul do Mar de Cananéia: condições de dezembro de 1991. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **43**(2): 153-164.
- MOSLOW, T.F. 1990. *Coastal and shelf sedimentation models* (curso). Depto. Geol. University of Alberta at Edmonton, Alberta, Canada, 124p.

- MUEHE, D. 1996. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T. (eds.) *Geomorfologia – Exercícios, Técnicas e Aplicações*. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 1996, p. 191-233.
- MUEHE, D. 2004. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: *Projeto ORLA: subsídios para um projeto de gestão*. Brasília: MMA e MPO, 2004 (Projeto Orla), 104 p.
- NASCIMENTO JR., D.R.; TANAKA, A.P.B.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F. 2005. Morfologia e granulometria ao longo do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida, SP. In: X CONG. ASSOC. BRASIL. ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, Guarapari (ES). Resumo expandido...ABEQUA (cd-rom).
- NICKLING, W.G. & WOLFE, S.A. 1994. The morphology and origin of nebkhas, region of Mopti, Mali, West Africa. *Journal of arid environments*, **28**: 13-30.
- NIMER, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro, IBGE. 421 p. 2 ed.
- NOGUÉS-PAEGLE, J. & MO, K.C. 2000. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, **125**: 279-291.
- OTVOS, E.G. 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, **32**: 83-108.
- PASSARELLI, C.R. 2001. Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutorado (inéd.). 1 v., 2 mapas, 254 p.
- PEDREROS, R.; HOWA, H.L.; MICHEL, D. 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal area. *Marine Geology* 135: 35-49.
- PETTIJOHN, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journ. Geol.*, **49**(2): 612-625.
- PETTIJOHN, F.J. 1957. Sedimentary rocks. *Harper and Bros. Ed.*, 2nd edition, 718 pp.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, Secr. de Serviços e Obras Públicas, 98p.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1973. Some aspects of the Neocenoic sedimentation in the Cananéia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brasil. *Estudos Sedimentológicos*, **1**(1): 25-33.
- PICARELLI, S.S.; HARARI, J.; CAMARGO, R. 2002. Modeling the tidal circulation in Cananéia - Iguape Estuary and adjacent coastal area (São Paulo, Brazil). *Afro-America Gloss News*, **6** (1).
- PISETTA, M. 2006. Transporte de sedimentos por suspensão no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (SP). São Paulo, Inst. Oceanogr., Univ. de São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.). 1 v., 179 p.

- RUBEY, W.W. 1933. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. *Amer. Journ. Sci.*, 5th Series, **25**: 325-338.
- RITTENHOUSE, G. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Bull. Geol. Soc. of America*. **54**: 1725-1780.
- SATYAMURTI, P.; NOBRE, C.; DIAS, P.L.S. 1998. South America. In: Karoly, D.J. & Vicent, D.J. (eds.). *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston, American Meteorological Society, p.119-139.
- SAWAKUCHI, A.O. 2006. Morfologia e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos brasileiros. 1v. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar e Ambiental. Universidade de São Paulo (**em preparo**).
- SHEPARD, F.P. 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **36**: 1902-1912.
- SOUZA, C.R.G. 1997. As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo. São Paulo. 2v. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Universidade de São Paulo, 359 p.
- SOUZA, V.C. & CAPELLARI JR., L. 2004. A vegetação das dunas e restingas da estação ecológica Juréia-Itatins. In: Otavio A.V. Marques e Wânia Duleba (eds.). *Ambiente Físico, Fauna e Flora da Estação Ecológica da Juréia-Itatins*. São Paulo, FAPESP/Ed. Holos.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978a. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo. *Special Publication* (1). São Paulo, IGCB/IG-USP/SBG, 55 p.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978b. Mapas geológicos da planície costeira do Estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro (1:100.000). São Paulo, DAEE/Secret. de Obras e Meio Ambiente. Gov. Do Estado de São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1994. Geologia do Quaternário. In: Falconi, F.F. & Nigro Jr., A. (eds.), *Solos do litoral de São Paulo*. Santos, ABMS/ASSECOB, 69-97.
- SUGUIO, K. & PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part I: field observations and grain size analysis. In: Boletim IG, Instituto de Geociências, USP, vol. 4, pag. 1-20.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo. *Quaternary South Am. Antarctic. Peninsula*, **4**:3-25.
- SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; KOWATA, E.A. 1999. As cristas de dunas inativas e os seus possíveis significados na evolução holocênica da Ilha Comprida, sul do litoral paulista. In: XII CONG. BRAS. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Resumos expandidos...ABEQUA (arquivo eletrônico - cd).

- SUGUIO, K. & TESSLER, M.G. 1992. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). Publicação Especial do Inst. Oceanogr., Univ. São Paulo, São Paulo, **9**:1-33.
- SUGUIO, K. 1998. Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro, Ed. Bertrand do Brasil, 1222 pag.
- SUTTNER, L.J. 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Publ.* 21, pag. 75-84.
- TANAKA, A.P.B. 2005. *Variação de propriedades sedimentológicas ao longo do sistema praia - duna da Ilha Comprida, SP.* Relatório Final de Pesquisa de Iniciação Científica (PIBIC-CNPq). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP), 60 pág.
- TELES, A.P.S.S. 1997. A evolução geológica quaternária e a influência do Valo Grande na dinâmica sedimentar da área de Iguape, São Paulo. São Paulo, Instit. Oceanogr., Univ. de São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.). 1 v., 1 mapa, 98 p.
- TERNBERG, A.G. 1994. Nebkhas – their spatial distribution, morphometry, composition and age in the Side Bouzid area, central Tunisia. *Z. Geomorph.*, **38**(3): 311-325.
- TESSLER, M.G. 1982. Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado (inéd.), Instit. Geoc. da Univ. de São Paulo, 2 v., 169 p.
- TESSLER, M.G. 1988. Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista, Estado de São Paulo. São Paulo, Inst. Geociênc. da Univ. de São Paulo. Tese de doutoramento (inéd.), 1 v., 1 mapa, 277 pag.
- TESSLER, M.G. & FURTADO, V.V. 1983. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Oceanogr.*, São Paulo, **32**(2): 117-124.
- van ANDEL, T.H. 1958. Discussion: a defense of the term alterite. *Journ. of Sedim. Petrology*, 28: 234-235.
- van ANDEL, T.H. 1959. Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis. *Journ. of Sedim. Petrology*, 29: 153-163.
- VEIGA, F.A.; ANGULO, R.J.; LAMOUR, M.R.; BRANDINI, F.P.; SOARES, C.R. 2005. Aplicabilidade dos programas geradores de vetores de tendências de transporte de sedimentos na porção sul do delta de desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá – PR. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari, ES. Guarapari, ABEQUA, *Anais...* (cd).
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56:93-118.

ANEXO I – TABELAS DE DADOS DA ANÁLISE
GRANULOMÉTRICA E DE MINERAIS
PESADOS

Tabela A1.1. Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de espraimento.

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (ϕ)			FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	AREIA					
				M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL
IC-01P	2,93	0,34	-0,74	0,00	0,06	0,50	54,61	44,83	100,00
IC-02P	3,04	0,58	-0,05	0,00	0,00	0,08	41,15	58,77	100,00
IC-03P	2,88	0,26	0,80	0,00	0,00	0,06	73,71	26,23	100,00
IC-04P	3,02	0,29	-0,25	0,00	0,00	0,02	46,04	53,94	100,00
IC-05P	2,98	0,29	0,19	0,00	0,01	0,07	54,08	45,84	100,00
IC-06P	3,04	0,48	-3,76	0,00	1,96	0,02	31,28	66,75	100,00
IC-07P	3,13	0,26	-0,95	0,00	0,01	0,04	25,06	74,89	100,00
IC-08P	3,06	0,27	-0,92	0,00	0,01	0,23	36,93	62,83	100,00
IC-09P	2,85	0,23	1,32	0,00	0,00	0,04	80,48	19,48	100,00
IC-10P	3,12	0,27	-1,21	0,00	0,01	0,04	25,53	74,43	100,00
IC-11P	3,03	0,42	0,46	0,00	0,01	0,21	58,10	41,88	100,00
IC-12P	2,87	0,28	0,42	0,00	0,01	0,08	72,01	27,90	100,00
IC-13P	3,00	0,30	-0,64	0,00	0,00	0,15	45,33	54,52	100,00
IC-14P	3,11	0,30	-0,62	0,01	0,01	0,06	31,29	68,63	100,00
IC-15P	3,05	0,32	-0,96	0,01	0,01	0,12	36,48	63,38	100,00
IC-16P	2,91	0,30	-0,30	0,00	0,01	0,19	60,74	39,06	100,00
IC-17P	3,05	0,31	-0,82	0,00	0,00	0,09	37,07	62,84	100,00
IC-18P	3,05	0,28	-0,90	0,00	0,01	0,12	37,67	62,21	100,00
IC-19P	2,96	0,35	-0,81	0,01	0,02	0,31	47,64	52,02	100,00
IC-20P	3,02	0,32	-0,71	0,00	0,01	0,14	41,67	58,19	100,00
IC-21P	2,99	0,31	-0,67	0,00	0,00	0,30	46,27	53,43	100,00
IC-22P	2,80	0,31	-0,24	0,01	0,02	0,39	76,60	22,98	100,00
IC-23P	3,06	0,38	-1,50	0,00	0,01	0,44	22,56	77,00	100,00
IC-24P	2,81	0,32	-0,15	0,00	0,03	0,14	73,64	26,19	100,00
IC-25P	2,88	0,38	-1,09	0,03	0,19	0,87	58,43	40,49	100,00
IC-26P	2,67	0,37	0,37	0,00	0,00	0,06	81,62	18,31	100,00
IC-27P	2,73	0,37	0,14	0,00	0,01	0,76	77,63	21,60	100,00
IC-28P	2,89	0,34	-0,30	0,00	0,01	0,28	61,58	38,13	100,00
IC-29P	2,97	0,35	-0,28	0,00	0,00	0,41	50,79	48,80	100,00
IC-30P	2,97	0,31	-0,48	0,00	0,02	0,13	52,10	47,76	100,00
IC-31P	2,91	0,34	-0,39	0,00	0,02	0,12	57,49	42,37	100,00
IC-32P	2,62	0,39	0,47	0,00	0,01	0,21	79,99	19,79	100,00
IC-33P	2,79	0,38	-0,03	0,00	0,00	0,07	68,39	31,54	100,00
IC-34P	2,78	0,34	-0,23	0,02	0,01	0,42	74,92	24,64	100,00
IC-35P	2,86	0,40	0,10	0,00	0,00	0,13	63,84	36,02	100,00
IC-36P	2,64	0,37	0,47	0,00	0,00	0,05	82,47	17,47	100,00
IC-37P	2,72	0,37	-0,19	0,00	0,01	2,91	78,29	18,79	100,00
IC-38P	2,70	0,34	0,10	0,00	0,00	0,19	81,25	18,56	100,00
IC-39P	2,67	0,39	0,45	0,00	0,00	0,19	78,63	21,18	100,00
IC-40P	2,80	0,41	-0,04	0,00	0,01	0,07	64,46	35,46	100,00
IC-41P	2,62	0,42	0,53	0,00	0,00	1,31	77,10	21,58	100,00
IC-42P	2,53	0,40	0,73	0,00	0,00	3,10	83,91	12,99	100,00
IC-43P	2,51	0,38	0,82	0,00	0,00	2,06	85,30	12,64	100,00
IC-44P	2,55	0,40	0,69	0,00	0,00	1,91	81,78	16,31	100,00
IC-45P	2,51	0,43	0,29	0,00	0,01	9,26	77,93	12,80	100,00
IC-46P	2,54	0,41	0,60	0,00	0,00	3,44	80,16	16,40	100,00
IC-47P	2,46	0,41	0,63	0,00	0,00	8,36	81,66	9,98	100,00
IC-48P	2,51	0,42	0,55	0,00	0,01	6,32	80,52	13,15	100,00
IC-49P	2,41	0,42	0,48	0,00	0,00	13,44	75,71	10,84	100,00
IC-50P	2,21	0,44	0,53	0,02	0,06	32,43	61,58	5,91	100,00
IC-51P	2,31	0,48	0,54	0,00	0,01	27,64	62,23	10,12	100,00
IC-52P	2,55	0,43	0,00	0,00	0,01	9,60	76,43	13,96	100,00
IC-53P	2,28	0,50	0,34	0,00	0,04	32,50	58,53	8,92	100,00
IC-54P	2,20	0,57	0,32	0,02	0,57	42,76	44,58	12,07	100,00
IC-55P	2,18	0,56	0,70	0,00	0,03	52,67	35,41	11,88	100,00
IC-56P	2,78	0,33	0,06	0,00	0,00	0,51	77,71	21,77	100,00
IC-57P	2,89	0,36	-0,42	0,00	0,00	0,48	58,68	40,84	100,00
IC-58P	2,80	0,36	0,14	0,00	0,01	0,29	72,94	26,76	100,00
IC-59D	2,90	0,33	-0,33	0,00	0,00	0,76	61,36	37,87	100,00
IC-60P	2,44	0,54	-0,31	0,00	0,16	19,60	64,71	15,53	100,00
IC-61P	2,35	0,52	-0,56	0,01	0,67	20,82	71,80	6,70	100,00
IC-62P	2,79	0,34	-0,42	0,00	0,01	1,66	72,09	26,24	100,00
IC-63P	2,49	0,43	-0,41	0,00	0,01	17,05	75,71	7,22	100,00

Tabela A1.2. Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos das amostras de crista de duna.

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (ϕ)			FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	AREIA					
				M. GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL
IC-01D	2,98	0,29	0,66	0,00	0,00	0,09	55,96	43,69	99,74
IC-02D	3,08	0,28	0,13	0,00	0,01	0,01	37,60	62,16	99,78
IC-03D	3,00	0,32	0,86	0,00	0,00	0,04	55,28	44,26	99,57
IC-04D	2,96	0,33	0,81	0,00	0,00	0,46	59,76	39,13	99,34
IC-05D	2,86	0,25	1,78	0,00	0,04	0,12	80,02	19,45	99,63
IC-06D	3,11	0,34	0,34	0,00	0,00	0,04	38,51	61,14	99,69
IC-07D	3,02	0,29	-0,68	0,04	0,01	0,04	46,27	53,48	99,84
IC-08D	3,05	0,28	0,08	0,00	0,00	0,01	42,01	57,87	99,89
IC-09D	3,08	0,29	0,01	0,00	0,00	0,02	37,20	62,63	99,86
IC-10D	2,95	0,34	1,97	0,00	0,00	0,08	65,24	32,80	98,12
IC-11D	2,92	0,26	0,48	0,00	0,01	0,12	66,01	33,81	99,95
IC-12D	2,93	0,26	0,45	0,00	0,00	0,13	64,00	35,83	99,96
IC-13D	2,98	0,28	0,17	0,00	0,01	0,02	53,69	46,22	99,94
IC-14D	3,01	0,29	-0,55	0,03	0,02	0,03	48,51	51,32	99,91
IC-15D	2,81	0,19	1,33	0,00	0,01	0,10	87,42	12,45	99,98
IC-16D	3,15	0,26	-0,28	0,00	0,00	0,01	25,18	74,74	99,93
IC-17D	2,94	0,27	0,03	0,00	0,00	0,23	60,85	38,90	99,98
IC-18D	3,04	0,29	-1,22	0,05	0,02	0,04	42,79	57,08	99,98
IC-19D	2,96	0,28	0,41	0,00	0,00	0,02	57,69	42,26	99,96
IC-20D	2,95	0,28	0,35	0,01	0,01	0,04	61,19	38,73	99,98
IC-21D	2,96	0,28	0,28	0,00	0,00	0,06	57,26	42,65	99,96
IC-22D	3,11	0,28	-0,11	0,00	0,00	0,01	31,86	68,04	99,92
IC-23D	2,92	0,35	0,16	0,05	0,05	0,08	66,77	32,90	99,85
IC-24D	2,90	0,29	0,37	0,00	0,01	0,04	66,57	33,28	99,89
IC-25D	2,79	0,27	0,58	0,00	0,00	0,06	83,96	15,93	99,95
IC-26D	2,97	0,31	0,21	0,00	0,04	0,06	55,43	44,22	99,75
IC-27D	3,11	0,29	0,05	0,00	0,00	0,01	32,88	66,89	99,78
IC-28D	2,94	0,29	0,65	0,00	0,00	0,06	62,41	37,32	99,78
IC-29D	3,01	0,30	0,04	0,00	0,01	0,07	48,24	51,52	99,84
IC-30D	2,91	0,32	0,74	0,00	0,00	0,02	65,54	34,03	99,60
IC-31D	3,50	0,50	-1,29	0,00	0,01	0,04	22,70	75,73	98,48
IC-32D	2,97	0,33	0,47	0,00	0,00	0,11	55,28	44,11	99,51
IC-33D	2,85	0,29	0,63	0,00	0,00	0,13	75,57	24,23	99,93
IC-34D	2,92	0,38	0,55	0,00	0,00	0,04	59,27	39,62	98,93
IC-35D	2,86	0,35	0,25	0,00	0,00	0,11	68,02	31,69	99,81
IC-36D	2,77	0,34	0,93	0,00	0,00	0,02	82,41	17,17	99,60
IC-37D	2,78	0,40	0,19	0,01	0,02	0,05	70,22	29,46	99,76
IC-38D	2,92	0,37	-0,21	0,00	0,00	0,02	53,93	45,81	99,77
IC-39D	2,79	0,37	0,68	0,00	0,00	0,12	77,56	21,99	99,67
IC-40D	2,79	0,30	0,42	0,00	0,00	0,43	81,68	17,78	99,88
IC-41D	2,76	0,35	0,53	0,00	0,00	0,09	80,28	19,45	99,81
IC-42D	2,95	0,30	0,67	0,00	0,00	0,04	60,59	39,17	99,79
IC-43D	2,75	0,29	0,42	0,00	0,00	0,14	85,98	13,80	99,93
IC-44D	2,97	0,40	0,57	0,00	0,00	0,15	59,18	40,01	99,35
IC-45D	2,83	0,30	0,38	0,00	0,01	0,26	76,30	23,31	99,87
IC-46D	2,81	0,38	0,21	0,00	0,00	0,12	68,72	30,82	99,66
IC-47D	3,08	0,52	-0,42	0,00	0,00	0,31	32,55	66,73	99,58
IC-48D	2,77	0,40	-0,02	0,00	0,02	2,11	70,96	26,76	99,84
IC-49D	1,09	0,35	0,67	0,05	43,75	55,49	0,71	0,00	100,00
IC-50D	2,81	0,34	-0,18	0,00	0,01	1,04	71,74	27,16	99,94
IC-51D	2,56	0,35	0,55	0,00	0,01	0,90	88,44	10,61	99,96
IC-52D	2,70	0,41	-0,09	0,00	0,00	4,63	74,31	20,89	99,83
IC-53D	2,70	0,40	0,54	0,00	0,02	2,12	80,23	17,03	99,40
IC-54D	2,58	0,40	0,19	0,02	0,05	5,05	83,76	10,85	99,73
IC-55D	2,73	0,37	-0,05	0,00	0,00	2,45	76,96	20,45	99,87
IC-56D	2,85	0,41	-0,13	0,00	0,01	2,67	64,95	32,31	99,94
IC-57D	2,73	0,31	-0,63	0,00	0,02	2,90	84,20	12,85	99,96
IC-58D	2,77	0,35	-0,18	0,00	0,01	3,13	77,04	19,38	99,55
IC-59D	2,84	0,34	-0,54	0,03	0,02	1,23	68,76	29,92	99,96
IC-60D	2,40	0,44	-0,20	0,00	0,05	19,79	74,81	5,33	99,98
IC-61D	2,58	0,38	-0,05	0,00	0,02	4,18	86,45	9,26	99,91
IC-62D	2,63	0,38	-0,22	0,00	0,02	5,06	84,47	10,43	99,98
IC-63D	2,63	0,32	-0,18	0,01	0,03	1,75	90,11	8,07	99,96

Tabela A1.3. Distribuição de frequência (bruta) de contagem de minerais pesados em amostras de espraimento.

PRAIA	ZIR	TUR	RUT	HOR	HIP	CPX	TRE	ALT	SIL	CIA	AND	EPI	EST	GRA	MON	%ZTR	%INS	%MET
IC.63P	19	22	5	3	2	0	0	1	9	6	0	24	9	0	0	46,46	5,05	48,48
IC.61P	13	48	4	5	0	0	0	2	5	5	0	8	15	1	0	62,50	4,81	32,69
IC.59P	13	34	6	10	3	1	1	10	4	8	5	23	5	2	0	46,09	13,91	40,87
IC.57P	10	28	3	14	3	1	0	14	5	12	1	18	6	0	0	40,59	18,81	41,58
IC.55P	3	20	3	22	1	0	0	9	8	4	3	29	11	0	0	25,00	22,12	52,88
IC.53P	16	26	8	32	0	0	0	17	14	3	9	19	7	0	0	37,31	23,88	38,81
IC.51P	14	26	4	26	3	0	0	10	3	7	2	14	36	3	0	32,12	21,17	46,72
IC.49P	8	26	5	10	0	0	0	11	8	7	5	23	12	1	0	37,14	9,52	53,33
IC.47P	29	38	9	13	0	0	0	12	8	9	1	41	8	3	0	47,80	8,18	44,03
IC.45P	10	24	8	6	0	0	0	3	5	6	0	31	8	4	0	41	5,88	52,94
IC.43P	16	21	10	7	1	0	0	14	2	6	7	22	11	2	0	44,76	7,62	47,62
IC.41P	2	35	5	32	1	0	0	21	6	8	2	40	6	0	0	30,66	24,09	45,26
IC.39P	17	27	7	7	3	0	0	5	4	3	0	19	14	1	2	49,04	9,62	41,35
IC.37P	11	16	31	7	0	0	0	8	1	3	0	33	8	1	0	52,25	6,31	41,44
IC.35P	2	25	8	17	0	0	0	7	6	5	2	37	10	0	0	31,25	15,18	53,57
IC.33P	3	34	8	8	0	0	0	4	7	8	0	21	10	1	0	45,00	8,00	47,00
IC.31P	4	30	5	24	2	0	0	9	12	3	3	35	8	2	0	30,23	20,93	48,84
IC.29P	2	22	3	41	2	0	1	17	5	9	1	43	8	1	0	19,57	31,88	48,55
IC.27P	13	0	4	20	3	0	0	0	11	7	0	34	14	1	0	15,89	21,50	62,62
IC.25P	0	20	0	31	13	0	0	20	12	6	7	27	6	0	0	16,39	36,07	47,54
IC.23P	0	30	5	41	2	0	0	6	11	4	8	32	5	0	0	25,36	31,16	43,48
IC.21P	2	44	2	22	16	1	0	12	14	6	2	50	24	2	0	25,95	21,62	52,97
IC.19P	0	14	2	32	6	0	3	15	13	5	5	19	2	0	0	15,84	40,59	43,56
IC.17P	0	14	0	72	10	1	1	20	15	10	2	32	8	1	0	8,43	61,20	40,96
IC.15P	0	32	2	29	5	1	0	35	10	7	3	37	8	2	0	25,00	26,47	49,26
IC.13P	1	20	1	59	2	0	0	10	12	1	3	22	3	0	0	17,74	49,19	33,06
IC.11P	1	25	4	51	2	0	0	8	7	5	9	35	9	0	0	20,27	35,81	43,92
IC.09P	10	14	2	9	2	0	0	3	12	6	0	25	16	1	0	26,80	11,34	61,86
IC.07P	1	26	3	54	1	1	1	15	13	10	6	35	9	1	0	18,63	36,02	45,96
IC.05P	1	25	3	50	0	3	1	13	25	4	9	41	11	4	0	16,38	32,20	53,11
IC.03P	23	28	7	7	5	0	0	16	9	6	0	49	33	2	0	34,32	7,10	58,58
IC.01P	4	17	1	14	6	0	0	9	9	1	1	32	16	0	0	21,78	19,80	58,42
TOTAL	248	811	168	775	94	9	9	356	285	190	96	960	355	36	2			
%TOTAL	4,77	15,58	3,23	14,89	1,81	0,17	0,17	6,84	5,48	3,65	1,84	18,26	6,82	0,69	0,04			

Tabela A1.4. Distribuição de frequência (bruta) de contagem de minerais pesados em amostras de crista de dunas frontais.

DUNAS	ZIR	TUR	RUT	HOR	HIP	CPX	TRE	ALT	SIL	CIA	AND	EPI	EST	GRA	MON	%ZTR	%INS	%MET
IC.63D	53	0	3	0	0	0	0	1	4	5	0	26	8	1	0	56	0	44
IC.61D	65	40	16	4	1	0	0	4	5	7	1	26	11	1	0	68,36	2,82	28,81
IC.59D	25	59	12	10	1	0	0	11	10	6	0	38	31	1	0	49,74	5,70	44,56
IC.57D	16	30	8	7	0	0	0	3	10	5	0	26	22	1	0	43,20	5,60	51,20
IC.55D	35	23	12	2	1	0	0	1	4	5	0	20	11	2	0	60,87	2,61	36,52
IC.53D	42	9	13	2	0	0	0	3	2	5	0	10	7	1	1	69,57	2,17	28,26
IC.51D	33	35	10	3	1	0	0	2	3	4	0	19	10	2	2	63,93	3,28	32,79
IC.49D	18	27	6	6	2	0	0	11	5	5	2	15	27	1	1	44,35	6,96	48,70
IC.47D	19	30	13	5	1	0	0	11	3	8	0	32	19	1	1	46,97	4,55	48,48
IC.45D	34	0	27	4	1	0	0	0	9	12	1	33	9	3	0	45,86	3,76	50,38
IC.43D	68	23	22	6	1	0	0	3	3	3	1	16	25	2	0	66,47	4,12	29,41
IC.41D	65	13	18	3	0	0	0	8	2	2	4	17	18	1	0	67,13	2,10	30,77
IC.39D	48	10	18	1	0	0	0	6	6	1	1	9	20	1	0	66,09	0,87	33,04
IC.37D	29	42	15	14	0	0	0	3	4	10	5	53	25	4	0	42,79	6,97	50,25
IC.35D	24	28	13	5	0	0	0	9	4	6	3	33	15	3	1	48,15	3,70	48,15
IC.33D	14	28	10	4	4	0	0	1	4	6	0	32	11	2	0	45,22	6,96	47,83
IC.31D	4	47	10	5	1	0	0	9	6	2	4	40	18	1	0	44,20	4,35	51,45
IC.29D	4	36	14	13	5	0	0	12	9	8	14	45	21	5	0	31,03	10,34	58,62
IC.27D	17	25	16	2	2	0	0	2	6	5	0	21	5	4	0	56,31	3,88	39,81
IC.25D	11	26	7	3	1	0	0	9	5	1	0	13	25	1	0	47,31	4,30	48,39
IC.23D	5	10	3	19	3	1	0	22	6	8	0	29	28	0	0	16,07	21,43	63,39
IC.21D	1	23	1	18	5	0	0	15	9	9	1	30	55	2	0	16,23	14,94	68,83
IC.19D	0	37	3	14	6	1	2	27	7	10	2	45	29	3	0	25,16	15,09	60,38
IC.17D	4	27	8	29	11	1	1	19	12	9	8	39	20	2	0	22,81	25,15	52,63
IC.15D	3	26	0	19	5	0	1	26	12	6	2	46	3	2	0	23,20	20,00	56,80
IC.13D	4	13	3	22	2	1	0	14	8	7	0	15	15	1	0	21,98	28,57	50,55
IC.11D	13	28	9	9	1	0	1	18	5	5	4	26	19	1	0	41,32	9,09	49,59
IC.09D	13	27	4	8	4	0	0	1	13	4	0	38	9	4	1	35,20	9,60	55,20
IC.07D	7	36	10	14	7	1	1	8	15	5	7	51	10	3	0	31,74	14,37	54,49
IC.05D	13	30	6	5	0	0	0	8	8	5	4	45	21	5	0	34,51	3,52	61,97
IC.03D	25	21	14	8	0	0	0	3	10	4	0	15	9	4	3	53,10	7,08	39,82
IC.01D	3	20	15	5	0	0	0	2	11	1	2	28	22	2	0	34,86	4,59	60,55
TOTAL	715	829	339	269	66	5	6	272	220	179	66	931	578	67	10			
%TOTAL	13,28	15,39	6,29	4,99	1,23	0,09	0,11	5,05	4,08	3,32	1,23	17,29	10,73	1,24	0,19			

ANEXO II – FOTOMICROGRAFIAS DE MINERAIS PESADOS

Quadro A2.1. Topo: epidoto comum (*pistachita*), exibindo cores vivas de interferência típicas (“manto de alequim”) (amostra IC-05P). Centro: epidoto cristalino, raro nos sedimentos estudados (IC-01P). Base: turmalina castanha comum (schorlítica) (IC-21P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

Quadro A2.2. Topo: turmalina azul (elbaítica), exibindo absorção da cor natural a nicóis cruzados (IC-63P). Centro: hornblenda, com borda serrilhada e cores típicas (IC-23D). Base: hornblenda magnésio-hastingsítica, exibindo coloração natural castanha (IC-23P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

Quadro A2.3. Topo: zircão alongado prismático, apresentando várias inclusões (IC-39D). Centro: estaurolita rara, preservando geminação em forma de apêndice (IC-05P). Base: rutilo raro, apresentando geminação “em joelho” (IC-37D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

Quadro A2.4. Topo: rutilo raro, de tom claro e apresentando geminação tipo polissintética, oblíqua à elongação (IC-15P). Centro: sillimanita comum, com típicas clivagem bem definida e cores de interferência de 2^a. ordem (IC-21P). Base: cianita apresentando típicas clivagens perpendiculares bem definidas (IC-21P). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

Quadro A2.5. Topo: andaluzita exibindo inclusões carbonosas típicas (nicóis cruzados à esquerda) (IC-19D). Centro: dois grãos de hiperstênio, apresentando típico pleocroísmo verde-rosa (sutil) em matizes opostos, conforme a posição (IC-21P). Base: à esquerda, granada comum (almandina?) apresentando alteração superficial em forma de picoteamentos (IC-15P); à direita, granada (almandina?) levemente rosada (IC-09D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda e nas figuras da base, nicóis cruzados (NX) à direita.

Quadro A2.6. Tremolita tipicamente fibrosa, com cores de interferência diagnósticas (IC-11D). Nicóis paralelos (N//) à esquerda, nicóis cruzados (NX) à direita.

ANEXO III – BLOCOS-DIAGRAMAS
ILUSTRATIVOS DA MORFOLOGIA DO SISTEMA
PRAIA - DUNA FRONTAL

Quadro A3.1. Topo, à esquerda: foto do km 02 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (franja eólica superposta a berma, com escarpas alternadas), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.2. Topo, à esquerda: foto do km 03 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (franja eólica superposta a berma), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.3. Topo, à esquerda: foto do km 06 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), FE-BE (ampla franja eólica superposta a berma, escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.4. Topo, à esquerda: foto do km 15 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (paleodunas isoladas), DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas*), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.5. Topo, à esquerda: foto do km 63 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – *nebkhas* – isoladas), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.6. Topo, à esquerda: foto do km 12 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão escarpado de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – rampa), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.7. Topo, à esquerda: foto do km 21 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (cordão de paleoduna escarpado), DFI (duna frontal incipiente – rampa pequena), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.8. Topo, à esquerda: foto do km 22 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão de duna frontal estabelecida escarpado), DFI (duna frontal incipiente – rampa), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.9. Topo, à esquerda: foto do km 04 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão baixo de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico cavalgante), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.10. Topo, à esquerda: foto do km 07 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão oblíquo de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão coalescido), FE (franja eólica) BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.11. Topo, à esquerda: foto do km 10 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.12. Topo, à esquerda: foto do km 14 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipiente – cordão), FE (franja eólica), BE (berma escavada em cúspide), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.13. Topo, à esquerda: foto do km 23 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (duna frontal estabelecida com ruptura de deflação), DFI (duna frontal incipiente – cordão), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.14. Topo, à esquerda: foto do km 28 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão alto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.15. Topo, à esquerda: foto do km 29 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão sinuoso), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.16. Topo, à esquerda: foto do km 33 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão assimétrico), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.17. Topo, à esquerda: foto do km 50 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.18. Topo, à esquerda: foto do km 52 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (cordão aplainado de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – cordão aplainado), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.19. Topo, à esquerda: foto do km 55 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – cordão), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.20. Topo, à esquerda: foto do km 01 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço sinuoso), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.21. Topo, à esquerda: foto do km 05 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço chato de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – terraço achatado), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.22. Topo, à esquerda: foto do km 11 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: PLD (paleoduna com ruptura de deflação ativa), DFI (duna frontal incipiente – terraço chato), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.23. Topo, à esquerda: foto do km 26 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – terraços pequenos e isolados), FE (franja eólica ampla), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.24. Topo, à esquerda: foto do km 40 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço), FE (franja eólica), PI (praia de morfodinâmica intermediária).

Quadro A3.25. Topo, à esquerda: foto do km 41 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (duna frontal incipiente – terraço), FE (franja eólica sinuosa), PD (praia de morfodinâmica dissipativo).

Quadro A3.26. Topo, à esquerda: foto do km 44 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida, separada de DFI por *swale* - depressão), DFI (duna frontal incipiente – terraço curto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.27. Topo, à esquerda: foto do km 49 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (terraço de duna frontal estabelecida), DFI (duna frontal incipiente – terraço alto), FE (franja eólica), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.28. Topo, à esquerda: foto do km 54 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFE (corsão de duna frontal estabelecida coalescido a DFI), DFI (duna frontal incipiente – terraço escarpado), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).

Quadro A3.29. Topo, à esquerda: foto do km 60 (SW-NE). Topo, à direita: contorno realçando a morfologia deste ponto. Base: bloco-diagrama ilustrativo deste ponto (exagero vertical: 7,5x). Convenções: DFI (dunas frontais incipientes – terraço escarpado), PD (praia de morfodinâmica dissipativa).