

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE GEOLOGIA MARINHA

# **Orientação da Linha de Costa e Dinâmica dos Sistemas Praia e Duna: Praia de Moçambique, Florianópolis, SC**

Graziela Miot da Silva

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Luiz Emílio de S. B. de Almeida

CO-ORIENTADORES:

Prof. Dr. Patrick Hesp

Prof. Dr. Sérgio R. Dillenburg

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Dieter Muehe

Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr.

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

**Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do  
Título de Doutor em Ciências**

**2006**

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Orientação da Linha de Costa e Dinâmica dos Sistemas  
Praia e Duna: Praia de Moçambique, Florianópolis, SC**

GRAZIELA MIOT DA SILVA

**ORIENTADOR: Luiz Emilio de S. B. de Almeida**

**CO-ORIENTADORES: Prof. Dr. Patrick Hesp  
Prof. Dr. Sérgio R. Dillenburg**

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Dieter Muehe  
Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr.  
Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari**

**Tese de Doutorado apresentada  
como requisito parcial para  
obtenção do Título de Doutor em  
Ciências.**

Porto Alegre – 2006

Silva, Graziela Miot da  
Orientação da Linha de Costa e Dinâmica dos Sistemas Praia e  
Duna: Praia de Moçambique, Florianópolis, SC. / Graziela Miot  
da Silva. – Porto Alegre : IGeo/UFRGS, 2006.  
[290 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do  
Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em  
Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Geologia Marinha. 2. Transporte de Sedimentos 3. Energia  
dos Ventos. 4. Orientação da Linha de Costa. 5. Praia de  
Moçambique, SC. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

## AGRADECIMENTOS

Durante o tempo em que esta Tese foi desenvolvida, muitas coisas boas aconteceram, mas como não poderia deixar de ser, muitas situações difíceis também ocorreram. Será difícil expressar a minha gratidão a todas as pessoas que me auxiliaram no desenvolvimento desta Tese, na comemoração dos momentos bons e na superação dos momentos ruins, mas de qualquer forma, aqui vai uma tentativa.

Não poderia deixar de agradecer em primeiro lugar, ao meu orientador Patrick Hesp, pela apresentação da idéia da Tese quando fomos visitar a praia de Moçambique e pela incondicional ajuda em todas as fases do desenvolvimento do trabalho, durante a minha estadia na UFRGS e na LSU (*Louisiana State University*);

Ao meu querido amigo e co-orientador Sérgio Dillenburg, que esteve presente em todos os momentos, em especial nas discussões finais e no fechamento da Tese;

Ao orientador Luiz Emílio de S. B. de Almeida, pelo apoio e pela confiança;

Aos meu amados João e Janice, pai e mãe, por TUDO, pela vida, pela educação, pelo apoio, amor... Em especial, ao meu pai por ter acordado cedo e ter ido pro campo fazer perfis de praia, e à minha mãe pela ajuda no português;

À família Miot e à família Silva por cuidarem dos meus pais enquanto eu estive fora. Em especial aos meus padrinhos Dadá e Adauto, meus primos Dautinho, Gabi, Amanda, Juli e Luiz;

Às minhas amigas queridas Angela Zaccaron e Jussara Eckel pela tão valiosa amizade, Thaís Martinho e Denise de Almeida, pelo convívio no apartamento da Lima e Silva, pela grande amizade, e pelo famoso "... pra esquecer que somos loucas!", Cristina Berttoni, Kati e Rose Uszascki por tornarem a vida sempre mais alegre. Valeu negas!!!

À minha amiga Janice Peixoto, pela ajuda nos levantamentos da vegetação, identificação das espécies e por tornar os trabalhos de campo, que foram realizados em períodos de extremos calor e frio, em momentos tão agradáveis;

Aos Ian Walker e Patrick Hesp pela ajuda nos levantamentos topográficos do campo de dunas;

Ao Lata pela ajuda nos primeiros levantamentos topográficos e aos topógrafos Miro e Carlinhos pelos demais levantamentos;

Um agradecimento especial vai para a *Louisiana State University*, por permitir a realização de grande parte deste trabalho no Departamento de Geografia e Antropologia. Agradeço a todos que participaram do desenvolvimento da Tese: Dr. Alexandru Sheremet (*Coastal Studies*-LSU) pelo auxílio na análise dos dados de ondas; Dr. Dewitt Braud e Dr. Farrel Jones pela ajuda cartográfica; Michael Mckenna e Dr. Jay Geaghan pela ajuda na análise estatística da vegetação; Mary Lee Eggart e “Dupe” Dupelchin pela confecção dos diagramas de “rosas de areia” e edição dos mapas geomorfológicos e Ms. Linda Strain pela eficiência e ajuda em questões administrativas. Aos queridos Barry e Ellen Keim, Tony e Barbara Lewis, John Hargraves e Helen Regis, Jess e Rita Walker, Steve e Lisa Namikas, Robert e Sunny Muller, pela especial ajuda na minha adaptação à vida nos EUA e pela tão agradável convivência. Ao Steve e ao Barry pelas sugestões em relação à Tese;

Ao meu “pai gaúcho” Gilberto Santos e à Dona Édel por todos os churrascos maravilhosos, sopinhas quentinhas nos dias frios, risadas, conversas, por sempre oferecerem a casa para as nossas festas, por emprestarem a família e nos deixarem fazer de conta que é a nossa própria;

Ao Gilberto e à Maribel pela realização das análises granulométricas;

Ao Eduardo Barboza e à Maria Luiza Rosa (Du e Lu), pela grande amizade, ótima hospitalidade, ajuda no cálculo do volume de sedimentos (Lu) e pela GRANDE AJUDA na formatação e impressão da Tese (Du);

Às amigas Lisi, Milene, Thaís e Maribel por fazerem parte da minha permanência no CECO, Thaís pelo convívio maravilhoso na LSU e ajuda nos cálculos de transporte de sedimentos;

Aos pesquisadores e funcionários do CECO, pela amizade e pelo ótimo ambiente de trabalho;

Ao Roberto Martins Pereira, secretário da pós-graduação, pela eficiência e ajuda de sempre, em todos os momentos;

À equipe do LAHIMAR-UFSC, na pessoa do Prof. Eloi Melo F<sup>o</sup>, pela manutenção e fornecimento dos dados do ondógrafo;

Ao Daniel Falkenberg (UFSC) pelo auxílio na identificação das espécies vegetais;

Ao amigo Alexandre Mazzer pelos dados de altimetria da NASA;

À Patrícia Sunye (Climer/Epagri) pelo fornecimento dos dados eólicos com grande eficiência;

Ao BNDO também pelo fornecimento de dados eólicos;

À CAPES pelo financiamento da bolsa de doutorado *sandwich*;

Ao CNPq pela bolsa de doutorado e auxílio financeiro de parte do projeto;

*To my love Patrick, for being part of my life.*

## RESUMO

Esta Tese tem como objetivo a análise da morfodinâmica da praia de Moçambique, em particular, do papel da orientação da linha de costa na influência da dinâmica dos sistemas praia-duna. A exposição da costa em relação às ondas e aos ventos exerce uma importante influência nas variações locais na altura e direção das ondas, tamanho de grão, aporte de sedimentos, transporte eólico de sedimentos, interações praia-duna e desenvolvimento da barreira costeira holocênica onde se insere a praia de Moçambique. Em uma praia de enseada com acentuada curvatura, esta influência pode ser ainda mais evidente. A praia de Moçambique, localizada na Ilha de Santa Catarina, apresenta variações ao longo de sua extensão no grau de exposição aos ventos e às ondas prevaescentes, no tipo e dimensão dos sistemas de dunas, no tipo morfodinâmico de praia, tamanho de grão e na cobertura e diversidade da vegetação. Assim, esta praia é um excelente local para a análise de qual o fator (ou combinação de fatores) é o mais importante no controle do desenvolvimento da barreira, e também para o teste de modelos existentes na literatura de interações praia-duna. O registro das ondas da região foi analisado, sendo determinado que as ondas de S-SE predominam e produzem uma deriva litorânea em direção ao norte, com um transporte máximo de sedimentos no extremo norte da praia. Perfis topográficos da praia e da duna frontal foram monitorados durante um ano e estes mostram que o volume de sedimentos transportados pelo vento aumenta do sul para o norte do embaiamento. A cobertura e a diversidade da vegetação variam ao longo da costa e estão relacionadas com a mobilidade da praia, aporte de sedimentos e energia dos ventos. Os volumes de sedimentos da barreira arenosa Holocênica foram estimados e estes aumentam em direção ao norte. A porção norte da praia de Moçambique é mais exposta à ação das ondas e dos ventos prevaescentes, os quais são transversais à esta porção da costa, favorecendo o desenvolvimento do campo de dunas. Entretanto, a porção sul da praia é abrigada e o transporte de sedimentos e o desenvolvimento da duna frontal são reduzidos. Estes diversos processos foram comparados com modelos prévios de interações praia-duna e integrados em um novo modelo conceitual. Este modelo foi estendido e testado em praias localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina, onde os campos de dunas transgressivas migram em sentido oposto



aos campos de dunas da Ilha. De maneira geral, as conclusões indicam que os processos da praia e da zona de surfe potencialmente transportam os sedimentos para a praia e para a duna frontal, mas a ação eólica resultante, controlada pela orientação da linha de costa, é determinante do transporte de sedimentos da praia para a duna e no desenvolvimento e evolução de campos de dunas transgressivas.

## **ABSTRACT**

This thesis examines the morphodynamics of Moçambique beach, and in particular, the role of coastline orientation in influencing the dynamics and evolution of the beach and dune systems. Coastline exposure in relation to winds and waves is important in influencing local variations in wave height and direction, grain size, sediment supply, aeolian sand transport, beach-dune interactions, and barrier development. On a headland bay beach with accentuated curvature, this influence can be very pronounced. Moçambique beach, located on Santa Catarina Island, has longshore variations in its exposure to the prevailing winds and waves, type and dimensions of the dune systems, beach/surfzone morphodynamic type, grain size, vegetation cover and diversity. Therefore, it is an excellent place to analyze which factor (or group of factors) is the most important in controlling or influencing the barrier development. It is also an excellent site to test current models of beach-dune interactions. The wave record for the region was analyzed and S-SE waves predominate, and drive a northward littoral drift system, with maximum sediment transport to the northern end of the beach. Beach and foredune topographic profiles were surveyed over one year and show that the volume of aeolian sediment supply increases from south to north. The vegetation cover and richness varies alongshore and is related to beach mobility, sediment supply and wind energy. Holocene barrier volumes were estimated and increase to the north. The northern part of Moçambique beach is most exposed and the prevailing winds and waves are onshore, favoring dunefield development. The southern portion of the embayment is sheltered and the sediment transport and foredune development are therefore reduced. The various processes were compared with previous models of beach-dune interaction and integrated into a new conceptual model. The model was extended to, and further tested on the beaches located southwards of Santa Catarina Island, where transgressive dunefields migrate in an opposite direction of those on the Island. Overall, the conclusions indicate that the beach/surfzone processes potentially supply sediments to the beach and foredune, but the resultant aeolian action is controlled by the coastline orientation, and this is critical for the sediment delivery from the beach to the foredune, and to the transgressive dunefield development and evolution.

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</b> .....	22
<b>1.1. Introdução</b> .....	22
<b>1.2. Definições adotadas</b> .....	23
<b>1.3. Praias de enseada e processos litorâneos</b> .....	25
1.3.1. Sedimentologia .....	28
1.3.2. Morfodinâmica praial .....	32
1.3.3. Dunas costeiras .....	39
1.3.4. Vegetação .....	44
<b>1.4. Interações Praia-Duna</b> .....	45
1.4.1. Modelos de Interações Praia-Duna .....	49
1.4.2. Discussão e críticas dos modelos .....	63
<b>1.5. Hipóteses</b> .....	68
<b>1.6. Objetivos</b> .....	69
1.6.1. Objetivo geral .....	69
1.6.2. Objetivos específicos .....	70
<b>1.7. Características ambientais da área de estudo</b> .....	71
1.7.1. Geologia e Geomorfologia .....	75
1.7.2. Cobertura vegetal .....	78
1.7.3. Clima e ventos .....	79
1.7.4. Ondas, marés e deriva litorânea .....	81
1.7.5. Características da plataforma interna adjacente .....	81
<b>CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA</b> .....	83
<b>2.1. Introdução</b> .....	83
<b>2.2. Morfologia e características da praia aérea e subaérea</b> .....	83
2.2.1. Levantamentos topográficos .....	83
2.2.2. Volume de sedimentos .....	86
2.2.3. Sedimentologia .....	88
2.2.3.1. Amostragem dos sedimentos .....	88
2.2.3.2. Tratamento estatístico dos dados .....	88
2.2.4. Fotointerpretação e mapas geomorfológicos .....	89
2.2.5. Batimetria .....	89
<b>2.3. Processos costeiros</b> .....	90

2.3.1. Aquisição e análise dos dados de ondas .....	91
2.3.2. Modelo de refração de ondas.....	93
2.3.3. Transporte de sedimentos e deriva litorânea .....	94
<b>2.4. Processos eólicos</b> .....	<b>97</b>
2.4.1. Rosas de vento e de areia.....	98
2.4.1.1. Tabelas de frequências .....	100
2.4.1.2. Cálculo dos Potenciais de Deriva – o “método de “Fryberger” .....	101
<b>2.5. Vegetação</b> .....	<b>104</b>
2.5.1. Levantamentos de campo .....	104
2.5.2. Análises estatísticas.....	105
2.5.3. Análise de Escala Multidimensional .....	106
<b>CAPÍTULO 3 - ONDAS</b> .....	<b>107</b>
<b>3.1. Introdução</b> .....	<b>107</b>
<b>3.2. Clima de ondas durante o período analisado</b> .....	<b>108</b>
<b>3.3. Refração e gradiente de energia das ondas</b> .....	<b>116</b>
<b>3.4. Transporte de sedimentos</b> .....	<b>121</b>
<b>3.5. Conclusões</b> .....	<b>127</b>
<b>CAPÍTULO 4 – MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS PRAIA E DUNA</b> .....	<b>130</b>
<b>4.1. Introdução</b> .....	<b>130</b>
<b>4.2. Perfis topográficos da praia e da duna frontal</b> .....	<b>130</b>
4.2.1. Perfil 1 .....	130
4.2.2. Perfil 2 .....	133
4.2.3. Perfil 3 .....	136
4.2.4. Perfil 4 .....	139
4.2.5. Perfil 5 .....	142
4.2.6. Perfil 6 .....	145
4.2.7. Perfil 7 .....	148
<b>4.3. Morfodinâmica praial</b> .....	<b>151</b>
4.3.1. Variação longitudinal da morfodinâmica praial – Perfis 1 a 7 .....	153
4.3.2. Variações na largura da zona de surfe.....	156
<b>4.4. Conclusões</b> .....	<b>157</b>
<b>CAPÍTULO 5 – ORIENTAÇÃO DA LINHA DE COSTA, TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS E DINÂMICA DA DUNA FRONTAL</b> .....	<b>160</b>

<b>5.1. Introdução</b> .....	160
<b>5.2. Rosas dos ventos</b> .....	162
<b>5.3. Potenciais de Deriva e Rosas de Areia</b> .....	167
<b>5.4. Comparações entre os volumes da duna frontal e os valores de RDP e RDD</b> .....	169
<b>5.5. Fatores que diminuíram a relação entre os potenciais de deriva e a deposição de sedimentos na duna frontal, durante os levantamentos topográficos</b> .....	181
5.5.1. Diferenças entre as séries de dados eólicos .....	181
5.5.2. Maré meteorológica, erosão pelas ondas e largura da praia.....	181
5.5.3. Tipo de praia e mobilidade .....	185
5.5.4. Precipitação.....	186
<b>5.6. Orientação da linha de costa e desenvolvimento da duna frontal</b> .....	187
<b>5.7. Conclusões</b> .....	189
<b>CAPÍTULO 6 – VEGETAÇÃO</b> .....	192
<b>6.1. Introdução</b> .....	192
<b>6.2. Cobertura da vegetação</b> .....	192
6.2.1. Perfil 2 .....	194
6.2.2. Perfil 3 .....	197
6.2.3. Perfil 4 .....	199
6.2.4. Perfil 5 .....	200
6.2.5. Perfil 6 .....	202
6.2.6. Perfil 7 .....	203
6.2.7. Sumário do percentual de cobertura .....	203
6.2.8. Variações sazonais .....	209
<b>6.3. Diversidade dos perfis</b> .....	211
<b>6.4. Similaridade entre os perfis</b> .....	215
<b>6.5. Análise de grupos (cluster)</b> .....	217
<b>6.6. Cobertura vegetal, dinâmica praias e deposição eólica de sedimentos</b> .....	218
<b>6.7. Conclusões</b> .....	224
<b>CAPÍTULO 7 – VARIAÇÕES A LONGO PRAZO NO CAMPO DE DUNAS</b> .....	226
<b>7.1. Introdução</b> .....	226

<b>7.2. Evolução da barreira</b> .....	226
<b>7.3. Geomorfologia da barreira em fotografias aéreas</b> .....	227
7.3.1. Aerofotografia de 1938 .....	228
7.3.2. Aerofotografia de 1956 .....	229
7.3.3. Aerofotografia de 1978 .....	231
7.3.4. Aerofotografia de 1998 .....	232
7.3.5. Aerofotografia de 2002 .....	233
7.3.6. Mudanças no campo de dunas 1938 – 2002.....	236
<b>7.4. Volume de sedimentos da barreira Holocênica</b> .....	238
7.4.1. Determinações dos volumes Holocênicos.....	239
7.4.2. Comparação dos volumes Holocênicos com os volumes de transporte de sedimentos .....	242
7.4.3. Comparação com o volume das dunas frontais .....	243
<b>7.5. Conclusões</b> .....	245
<b>CAPÍTULO 8 – PROPOSTA DE UM MODELO DE MORFODINÂMICA</b>	
<b>PRAIA/DUNA PARA A PRAIA DE MOÇAMBIQUE</b> .....	247
<b>8.1. Introdução</b> .....	247
<b>8.2. Fatores controladores das interações praia e duna: Testes dos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) e Short &amp; Hesp (1982) na praia de Moçambique</b> .....	247
8.2.1. Aporte e balanço sedimentar.....	247
8.2.2. Largura da praia, mobilidade e tipo morfodinâmico da praia e da zona de surfe .....	251
8.2.3. Ventos .....	253
8.2.4. Vegetação .....	254
<b>8.3. Um modelo conceitual de interações praia e duna</b> .....	255
<b>8.4. Aplicação nas praias ao sul da Ilha de Santa Catarina</b> .....	258
<b>8.5. Sugestões para futuros trabalhos</b> .....	261
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	263
<b>ANEXO 1</b> .....	274
<b>ANEXO 2 – MAPAS GEOMORFOLÓGICOS</b> .....	288

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Zonação hidrodinâmica e morfológica de praias arenosas (modificado de Hesp, 2000)	24
Figura 1.2: Típica forma em planta de uma praia de enseada e seus compartimentos (modificado de Finkelstein, 1981)	26
Figura 1.3: Tipos de equilíbrio em planta descritos para praias de enseada (modificado de Hsu <i>et al.</i> , 1993)	26
Figura 1.4: Representação em planta e em perfil da classificação morfodinâmica de praias arenosas (Wright & Short, 1984)	33
Figura 1.5: Estabilidade temporal do perfil praiial em relação ao tipo morfodinâmico (Wright & Short, 1984)	37
Figura 1.6: Variação da morfodinâmica praiial devido ao gradiente longitudinal na altura de onda (Short, 1999). Foto: P. Hesp	38
Figura 1.7: Exemplo de duna frontal. Em costas progradantes, a duna pode tornar-se isolada da deposição de sedimentos pela formação de uma nova duna frontal (Foto: P. Hesp)	40
Figura 1.8: Modelo seqüencial evolutivo de dunas frontais (modificado de Hesp, 2002)	42
Figura 1.9: Diagrama mostrando a morfologia de um <i>blowout</i> do tipo depressão ( <i>trough</i> ) (Hesp, 1999)	43
Figura 1.10: Evolução de um <i>blowout</i> para uma duna parabólica (modificado de Hesp, 1999)	43
Figura 1.11: Exemplo de campo de dunas transgressivas adjacente à uma praia dissipativa (praia da Joaquina)	44
Figura 1.12: Troca sedimentar entre os sistemas praia e duna (modificado de Psuty, 1992)	46
Figura 1.13: Dinâmica do sistema praia-duna (modificado de Hesp, 2000)	47
Figura 1.14: Diferentes morfologias de dunas costeiras ao longo da costa podem estar relacionadas à variação da energia de onda (modificado de Short, 1999)	48
Figura 1.15: Morfologia das dunas em praias dissipativas, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000)	51
Figura 1.16: Morfologia das dunas em praias intermediárias, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000)	52
Figura 1.17: Morfologia das dunas em praias reflectivas, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000)	52
Figura 1.18: Padrão do fluxo do vento em diferentes declividades (Short & Hesp, 1982)	53
Figura 1.19: Morfologia da praia e da duna, de acordo com as combinações entre os balanços de sedimentos de ambos os sistemas (modificado de Psuty, 1988)	54
Figura 1.20: Diagrama das combinações entre os balanços de sedimentos da praia e da duna e as morfologias resultantes (modificado de Psuty, 1988; 1992)	55
Figura 1.21: Desenvolvimento morfológico da duna frontal de acordo com o gradiente do aporte sedimentar ao longo da costa (Psuty, 1992)	56

Figura 1.22: Modelo conceitual de desenvolvimento da praia e da duna em relação ao balanço de sedimentos (modificado de Psuty, 2004) .....	57
Figura 1.23: Exemplo de uma barreira da costa da Louisiana, ilustrando a variabilidade morfológica relacionada ao aporte de sedimentos e taxas de erosão (Hesp & Short, 1999; modificado de Ritchie & Penland, 1990) .....	60
Figura 1.24: Ciclos de erosão e acresção definidos pela incidência de tempestades e furacões (Ritchie & Penland, 1990).....	61
Figura 1.25: Área de estudo.....	72
Figura 1.26: Variações morfológicas no norte (A), centro (B) e sul (C) da praia de Moçambique: 1) Duna frontal varia de um único cordão, passando por dunas parabólicas e blowouts até um campo de dunas transgressivo; 2) Susceptibilidade erosiva, máxima no centro-sul da praia; 3) Tamanho de grão, declividade, largura e tipo morfodinâmico de praia .....	74
Figura 1.27: Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina (segundo Caruso, 1995).....	77
Figura 2.1: Localização dos sete perfis praias ao longo da área de estudo.....	84
Figura 2.2: Molhe do canal da Barra, onde está localizado o RN da Celesc e de onde partem as amarrações dos RN's dos perfis praias.....	85
Figura 2.3: Limites da praia e da duna frontal, utilizados para cálculos de volumes dos sedimentos subaéreos .....	87
Figura 2.4: Limites da praia e da duna frontal para cálculos de volumes dos sedimentos subaéreos. Neste caso, o limite continental da duna frontal é a sua porção mais alta ou a crista .....	87
Figura 2.5: Localização dos pontos onde as profundidades foram medidas.....	90
Figura 2.6: Localização do ondógrafo em relação à área de estudo. (Fonte: <a href="http://www.lahimar.ufsc.br/downloads/copedec2003_2.pdf">http://www.lahimar.ufsc.br/downloads/copedec2003_2.pdf</a> ) .....	91
Figura 2.7: Desenho esquemático do fundeio do ondógrafo (Melo F <sup>o</sup> , 2004) .....	92
Figura 2.8: Localização da Estação Meteorológica da Ilha do Arvoredo, onde os dados de ventos foram coletados (modificado de Google Earth, 2006).....	98
Figura 2.9: Representação esquemática de ventos transversais e longitudinais.....	99
Figura 2.10: Levantamentos de campo da cobertura vegetal.....	105
Figura 3.1: Freqüência de ocorrência (%) da direção dominante das ondas (graus), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.....	108
Figura 3.2: Freqüência de ocorrência (%) do período de pico das ondas (segundos), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.....	109
Figura 3.3: Freqüência de ocorrência (%) da altura significativa de onda (m), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.....	109
Figura 3.4: Freqüências dos dados combinados de direção (graus) e período (s) de onda, mostrando dois picos: um de ondas provenientes de 170 <sup>o</sup> com período de 12 s e outro de ondas de 73 <sup>o</sup> , com período de 7 s.....	111



Figura 3.5: Freqüências dos dados combinados de período de pico (s) e altura significativa (m) das ondas, mostrando dois picos: um de ondas com período mais curto (7 s) e com altura de 1,25 m, e outro de ondas mais longas (12 s), com alturas entre 1,2 e 1,7 m .....	112
Figura 3.6: Freqüências dos dados combinados de direção dominante (graus) e altura significativa (m) das ondas, mostrando dois picos: um de ondas de 170° com altura entre 1 e 2 m e outro composto por ondas de 73°, medindo 1,25 m de altura.....	113
Figura 3.7: Variação sazonal da direção dominante e do período de pico das ondas .....	114
Figura 3.8: Variação sazonal da direção dominante (°) e da altura significativa (m) das ondas ...	115
Figura 3.9: Variação sazonal do período de pico (s) e altura significativa (m) das ondas .....	116
Figura 3.10: Diagrama de refração das ondas provenientes de sul (170°) com período de 12 s. A batimetria foi obtida através de levantamentos executados pela autora. As ortogonais das ondas estão mais espalhadas no sul da praia do que no norte. A resultante variação do coeficiente de energia das ondas está representada por diferentes cores .....	118
Figura 3.11: Diagrama de refração das ondas de leste-nordeste (73°), com período de 7 s.....	120
Figura 3.12: Taxas anuais de potencial de transporte líquido longitudinal de sedimentos para ondas de sul (170°) com período de 12 s.....	122
Figura 3.13: Taxas anuais de potencial de transporte líquido longitudinal de sedimentos para ondas de ENE (73°) com período de 7 s .....	123
Figura 4.1: Vista geral do perfil 1, na praia da Barra da Lagoa (sul de Moçambique), olhando em direção ao norte (novembro, 2004). Note a urbanização da área e ausência da duna frontal..	131
Figura 4.2: Variação morfológica do perfil 1 .....	132
Figura 4.3: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos da praia do perfil 1, durante o período de levantamentos .....	133
Figura 4.4: Vista geral do perfil 2, olhando em direção ao norte (fevereiro, 2005).....	134
Figura 4.5: Variação morfológica do perfil 2. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo .....	134
Figura 4.6: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 2, durante o período de levantamentos .....	136
Figura 4.7: Vista geral do perfil 3, olhando para o sul (abril, 2005). A morfologia irregular ao longo da costa reflete a erosão localizada, durante tempestades .....	137
Figura 4.8: Perfil 3 após a tempestade que ocorreu 3 dias antes do levantamento 11 (agosto, 2005). Note a escarpa na duna frontal e afloramento de turfa em sua base.....	137
Figura 4.9: Variação morfológica do perfil 3. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo .....	138
Figura 4.10: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 3, durante o período de levantamentos .....	139
Figura 4.11: Visão geral do perfil 4, olhando em direção ao sul (fevereiro, 2005) .....	140
Figura 4.12: Variação morfológica do perfil 4. A seta indica o limite da vegetação, o qual permaneceu estável durante os levantamentos.....	140

Figura 4.13: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 4, durante o período de levantamentos .....	142
Figura 4.14: Visão geral do perfil 5, olhando em direção ao norte (junho, 2005).....	143
Figura 4.15: Variação morfológica do perfil 5. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo .....	143
Figura 4.16: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 5, durante o período de levantamentos .....	145
Figura 4.17: Vista geral do perfil 6, olhando em direção ao sul (janeiro, 2005) .....	146
Figura 4.18: Variação morfológica do perfil 6. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo .....	146
Figura 4.19: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 6, durante o período de levantamentos .....	148
Figura 4.20: Vista geral do perfil 7, olhando em direção ao sul (agosto, 2005). Note que a praia é ampla e plana, mas a duna frontal é pouco desenvolvida .....	149
Figura 4.21: Variação morfológica do perfil 7. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo .....	149
Figura 4.22: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 7, durante o período de levantamentos .....	151
Figura 4.23: Largura e mobilidade da praia, nos perfis ao longo da praia de Moçambique.....	153
Figura 4.24: Perfil 1, praia bastante plana, composta por areia fina e com energia de onda bastante baixa. Correntes de retorno são raras, exceto àquelas causadas pela influência do promontório. Uma corrente (ainda que bastante fraca) é indicada na praia pela bandeira vermelha .....	154
Figura 4.25: Comportamento morfodinâmico <i>rhythmic bar and beach</i> no perfil 2 (Fonte: Google Earth, 2006) .....	154
Figura 4.26a: Perfil 4. Durante condições de baixa energia de onda, não ocorre quebra de ondas no banco externo e a praia tende a ser reflectiva. (Fonte: Google Earth, 2006) .....	155
Figura 4.26b: Perfil 4, com condições de maior energia e ondas quebrando no banco externo, a praia assume características <i>rhythmic bar and beach</i> .....	155
Figura 4.27: Perfil 6, mostrando características intermediárias a dissipativas, com normalmente dois bancos operantes.....	156
Figura 4.28: Valores médios da largura da zona de surfe (m), medidos a partir de 6 conjuntos de fotografias aéreas, entre 1938 e 2004.....	157
Figura 5.1: a) Rosa dos ventos para os dados de 34 anos e b) Rosa dos ventos para os dados de 1 ano .....	163
Figura 5.2: Rosa dos ventos para os dados de 34 anos: a) primavera; b) verão; c) outono; d) inverno .....	165
Figura 5.3: Rosa dos ventos para os dados de 1 ano: a) primavera; b) verão; c) outono; d) inverno .....	166

Figura 5.4: Rosas de areia para a área de estudo e para ambas as séries de dados de ventos: os ventos transversais à costa são representados pelas linhas pontilhadas e o conjunto dos ventos transversal e longitudinal à costa é representado pelas linhas contínuas .....	168
Figura 5.5: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 2. As linhas contínuas das rosas de areia indicam os ventos transversais/longitudinais, enquanto que as linhas pontilhadas indicam somente os ventos transversais à costa. A linha pontilhada no volume das dunas indica quando o levantamento não foi realizado (levantamento 7), conectando o volume das dunas entre os levantamentos 6 e 8 .....	172
Figura 5.6: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 3 .....	173
Figura 5.7: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 4 .....	174
Figura 5.8: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 5. A linha pontilhada no volume das dunas indica quando o levantamento não foi realizado (levantamentos 7, 8 e 13), conectando o volume das dunas entre os levantamentos 6 e 9 .....	175
Figura 5.9: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 6 .....	176
Figura 5.10: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal. As linhas contínuas das rosas de areia indicam os ventos transversais/longitudinais, enquanto que as linhas pontilhadas indicam somente os ventos transversais à costa .....	178
Figura 5.11: Relação entre o volume da duna frontal (m <sup>3</sup> /m) e RDP (u.v.) para ventos transversais e transversais/longitudinais à costa, relativos ao período de 1 ano de medidas de dados eólicos .....	179
Figura 5.12: Comparações entre os valores de RDP ( <i>Resultant Drift Potential</i> ) dos dados eólicos de 34 anos e volume total da duna frontal (volume total calculado entre a crista da duna e o limite da vegetação).....	180
Figura 5.13: Perfil 3, mostrando que, devido à maré meteorológica associada com ventos de sul de 15 m/s, a praia torna-se mais estreita, diminuindo a fonte potencial de sedimentos para a duna frontal .....	182
Figura 5.14: Perfil 3, mostrando a erosão da duna frontal, pelas ondas, após a incidência de fortes ventos de sul.....	182
Figura 5.15: Maré meteorológica causada por fortes ventos de sul, no perfil 4 .....	183
Figura 5.16: No perfil 5, a maré meteorológica diminui a largura da praia mas a duna frontal dificilmente é erodida pela ação das ondas .....	184
Figura 5.17: Maré meteorológica no perfil 6, diminuindo a largura da praia, sendo a duna frontal dificilmente erodida pelas ondas .....	184
Figura 5.18: Variação longitudinal do volume de sedimentos da praia, da duna frontal e dos valores de RDP .....	186
Figura 5.19: Distribuição das chuvas durante o período de realização dos levantamentos topográficos .....	187

Figura 5.20: Vista aérea oblíqua do campo de dunas de Moçambique. O comportamento em longo prazo das dunas é concordante com o padrão dos ventos. O extremo norte da praia recebe os ventos mais fortes transversais à costa e o desenvolvimento da duna frontal e do campo de dunas atinge seu máximo. Fonte: Google Earth 2005 .....	189
Figura 6.1: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 2, durante o verão.....	196
Figura 6.2: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 3, durante o verão.....	198
Figura 6.3: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 4, durante o verão.....	200
Figura 6.4: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 5, durante o verão.....	201
Figura 6.5: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 6, durante o verão.....	202
Figura 6.6: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 7, durante o verão.....	203
Figura 6.7: Percentual de cobertura das espécies ocorrentes em cada perfil, durante o verão ...	205
Figura 6.8: Percentual de cobertura das espécies ocorrentes em cada perfil, durante o inverno	206
Figura 6.9: Porcentagem média de cobertura da vegetação por metro quadrado. Note que existe uma tendência geral de diminuição da cobertura vegetal de sul para norte, com exceção do perfil 6, onde uma nova espécie ( <i>Scaevola plumieri</i> ) é introduzida .....	208
Figura 6.10: Índice de diversidade de Shannon (H') calculados para os perfis, durante o verão (levantamento 1) .....	212
Figura 6.11: Índice de diversidade de Shannon (H') calculado para os perfis, durante o inverno (levantamento 2) .....	212
Figura 6.12: Índice de Similaridade de Sorensen dos perfis, entre o verão e o inverno .....	215
Figura 6.13: Dendrograma mostrando a análise de grupos (cluster), em relação à presença/ausência das espécies .....	217
Figura 6.14: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) e o volume de sedimentos da duna frontal (uma aproximação da deposição de sedimentos a longo prazo) durante o verão. Os números indicam os perfis.....	219
Figura 6.15: Análise de regressão entre o número de espécies e o volume de sedimentos da duna frontal, durante o verão. Os números indicam os perfis.....	220
Figura 6.16: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) e altura de onda (H <sub>b</sub> ). Os números indicam os perfis.....	220
Figura 6.17: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) das espécies pioneiras e volume de sedimentos da duna frontal. Os números indicam os perfis.....	221
Figura 6.18: Análise de Escala Multidimensional das amostras vegetais dos <i>quadrats</i> amostrados, com o volume de sedimentos da duna frontal (dimensão 2) e número de espécies (dimensão 3) como os eixos. Diferentes cores identificam os perfis .....	223
Figura 7.1: a) Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1938, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 1938.....	229
Figura 7.2: Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1956, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira.....	230
Figura 7.3: a) Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1978, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 1978.....	232

Figura 7.4: Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1998, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira.....	233
Figura 7.5: a) Fotomosaico da praia de Moçambique durante 2002, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 2002.....	234
Figura 7.6: (a) localização e (b) perfil topográfico do <i>precipitation ridge</i> à oeste do campo de dunas transgressivas (agosto, 2005) .....	235
Figura 7.7: Localização e perfil topográfico do conjunto de <i>gegenwalle ridges</i> .....	236
Figura 7.8: Localização e perfil topográfico de uma duna transversal.....	236
Figura 7.9: (a) Localização das linhas onde foram calculados os volumes de sedimentos holocênicos (b) topografia destas linhas e volume de sedimentos. Note que as imagens em (a) estão em diferentes escalas verticais e horizontais .....	240
Figura 7.10: Área utilizada no cálculo do volume total de sedimentos do campo de dunas transgressivas (Imagem LANDSAT 7, RGB 321).....	241
Figura 7.11: Perfil topográfico medido no campo, relativo à terceira linha da Figura 7.9.....	242
Figura 7.12: Relação entre os volume de sedimentos holocênicos ( $m^3$ ) e o volume gerado através dos cálculos de transporte de sedimentos, para as ondas provenientes de sul. A linha azul indica os dados e a preta, a linha de tendência.....	243
Figura 7.13: Relação entre os volumes holocênicos ( $m^3$ ) e os volumes da duna frontal ( $m^3/m \times 7.000$ ).....	244
Figura 8.1: Desenvolvimento morfológico das dunas e da duna frontal, de acordo com o gradiente no aporte longitudinal de sedimentos (modificado de Psuty, 1988; 1992; 2004). Os números indicam as morfologias das dunas e onde estas estariam localizadas nos diagramas de balanço sedimentar da praia e da duna .....	249
Figura 8.2: Um modelo conceitual de interações praia e duna na praia de Moçambique.....	257
Figura 8.3: Aplicação do modelo conceitual desenvolvido para a praia de Moçambique nas praias localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina .....	258
Figura 8.4: Sedimentos sendo transportados ao longo do pós praia em direção ao sul, pelo vento prevalecente de nordeste, na praia do Ji, localizada à aproximadamente 120 km ao sul da Ilha de Santa Catarina.....	259

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1.1: Sumário do modelo de interações entre onda-praia-duna (modificado de Short & Hesp, 1982) .....	50
Quadro 1.2: Cenários de desenvolvimento das morfologias praia-duna frontal propostos por Sherman & Bauer (1993) em adição ao modelo proposto por Psuty (1988) .....	63
Quadro 6.1: Lista florística das espécies observadas nos perfis analisados na praia de Moçambique, Florianópolis, SC.....	193

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Coordenadas geográficas dos marcos dos perfis praias e orientação da linha de costa .....	85
Tabela 2.2: Datas dos levantamentos topográficos .....	86
Tabela 2.3: Ventos transversais e longitudinais para cada perfil.....	99
Tabela 2.4: Classes de direções utilizadas neste trabalho .....	100
Tabela 2.5: Classes de velocidades convertidas para m/s, modificadas daquela em nós de Pearce & Walker (2004) .....	100
Tabela 3.1: Frequência de ocorrência (%) das classes de período de pico (s) e de direção dominante (°) .....	110
Tabela 3.2: Frequência de ocorrência (%) das classes de altura significativa das ondas (m) e de direção dominante (°).....	110
Tabela 3.3: Valores sazonais médios e de desvio padrão, da altura significativa e do período de pico, das ondas medidas entre 2002 e 2003.....	116
Tabela 3.4: Características dos sedimentos praias e transporte de sedimentos para as ondas de sul (170°) com período de 12 s.....	121
Tabela 3.5: Características dos sedimentos praias e transporte de sedimentos para as ondas de ENE (73°) com período de 7 s.....	123
Tabela 3.6: Cálculo do transporte de sedimentos de cada perfil, utilizando um mesmo tamanho de grão ( $Mz = 0,17$ mm, equivalente ao perfil 6 e $Mz = 0,49$ mm, equivalente ao perfil 4), para as ondas de sul e de ENE. Em ambos os casos, o maior transporte de sedimentos deste tamanho é maior em torno do perfil 4.....	125
Tabela 3.7: Transporte longitudinal líquido calculado para cada perfil (1 a 7) para ondas originadas em diversas direções com diferentes períodos e alturas .....	126
Tabela 4.1: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos entre levantamentos consecutivos (N Vv) em $m^3/m$ e volume acumulado (C Vv) em $m^3/m$ , calculados para o perfil 1 .....	132
Tabela 4.2: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em $m^3/m$ e volume acumulado (C Vv) em $m^3/m$ , calculados para o perfil 2 .....	135
Tabela 4.3: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em $m^3/m$ e volume acumulado (C Vv) em $m^3/m$ , calculados para o perfil 3 .....	138
Tabela 4.4: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em $m^3/m$ e volume acumulado (C Vv) em $m^3/m$ , calculados para o perfil 4 .....	141

Tabela 4.5: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em m <sup>3</sup> /m e volume acumulado (C Vv) em m <sup>3</sup> /m, calculados para o perfil 5 .....	144
Tabela 4.6: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em m <sup>3</sup> /m e volume acumulado (C Vv) em m <sup>3</sup> /m, calculados para o perfil 6 .....	147
Tabela 4.7: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em m <sup>3</sup> /m e volume acumulado (C Vv) em m <sup>3</sup> /m, calculados para o perfil 7 .....	150
Tabela 4.8: Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos de cada perfil ao longo da praia de Moçambique .....	152
Tabela 4.9: Larguras da zona de surfe (m), medidas a partir de fotografias aéreas entre 1938 e 2004 .....	156
Tabela 5.1: Freqüência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre 1964 e 1998 (34 anos).....	164
Tabela 5.2: Freqüência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre setembro de 2004 e novembro de 2005 (~1 ano).....	164
Tabela 5.3: Valores de RDP e RDD para cada perfil monitorado na área de estudo, referentes aos dados eólicos de 34 anos .....	169
Tabela 5.4: Valores de RDP e RDD para cada perfil monitorado na área de estudo, referentes aos dados eólicos de 1 ano.....	169
Tabela 5.5: Valores mensais de RDD e RDP para cada perfil .....	171
Tabela 6.1: Percentual de cobertura das espécies presentes nos perfis, durante os dois levantamentos .....	204
Tabela 6.2: Cobertura vegetal por metro para cada perfil, comprimento dos perfis onde a vegetação foi analisada e a média, entre os levantamentos, da cobertura vegetal por metro de área.....	209
Tabela 6.3: Valores dos índices de diversidade (H') para cada perfil, durante o verão e o inverno .....	213
Tabela 6.4: Valores dos Índices de Similaridade de Sorensen dos perfis, entre os levantamentos .....	215
Tabela 6.5: Matriz dos Índices de Similaridade de Sorensen entre os perfis, durante o verão ....	216
Tabela 6.6: Matriz dos Índices de Similaridade de Sorensen entre os perfis, durante o inverno..	216



---

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

---

### 1.1. Introdução

Praias arenosas estão entre os mais dinâmicos sistemas físicos da superfície terrestre, onde a alta energia das ondas, correntes e ventos é dissipada em uma área relativamente pequena (Sherman & Bauer, 1993). Ocorrem em todos os ambientes sedimentares expostos às ondas, onde existam sedimentos suficientes para serem depositados acima do nível do mar. A ocorrência das praias é totalmente dependente das ondas e dos sedimentos, mas é independente de demais processos superficiais. Conseqüentemente, as praias podem ocorrer em todas as latitudes, climas, amplitudes de marés e tipos de costas, podendo ser, entretanto, influenciadas e modificadas por processos como marés e ventos, além de parâmetros como o tipo de material constituinte (Short, 1999).

A zona praial situada entre os limites do nível de maré baixa e da vegetação do pós-praia é a principal fonte de sedimento para as dunas costeiras. Processos eólicos transportam estes sedimentos em direção ao continente, sendo que a deposição inicial ocorre na duna embrionária e duna frontal, primeiramente devido à presença de vegetação mas também como resultado de efeitos topográficos (Short & Hesp, 1982; Nickling & Davidson-Arnott, 1990; Davidson-Arnott & Law, 1996). A duna frontal pode ser inexistente em locais onde o transporte eólico de sedimentos é principalmente ao longo da costa ou onde não há vegetação suficiente para aprisionar o sedimento em transporte.

As trocas de sedimentos entre a praia e a duna frontal são governadas por complexos mecanismos de retroalimentação que podem ter repercussões importantes na evolução integrada dos sistemas praia-duna (Chapman, 1989). A duna frontal tem uma morfologia definida pela dinâmica praial e os processos eólicos que desenvolvem as dunas (Psuty, 1992) e a significância e contribuição destes processos podem variar entre locais e sazonalmente, como resultado de mudanças climáticas e hidrológicas.

De acordo com Short & Hesp (1982), o tamanho da duna frontal e dos sistemas de dunas continentais são influenciados por três variáveis ambientais

primárias: velocidade regional dos ventos, tamanho de grão e orientação da linha de costa ou exposição aos ventos. O nível de exposição aos ventos em direção ao continente, determinado pela orientação da linha de costa, pode produzir variações locais no transporte eólico de sedimentos. Em uma praia de enseada com acentuada curvatura, esta influência pode ser ainda mais evidente.

O sistema praias Barra da Lagoa – Moçambique, situado no Litoral Norte da Ilha de Santa Catarina e área de estudo deste trabalho, é um excelente local para testar a hipótese de que a orientação da linha de costa influencia a sua exposição aos ventos predominantes, os padrões longitudinais de altura e direção das ondas, tamanho de grão, aporte de sedimentos e a interação praia-duna. Em particular, qual o fator (ou combinação de fatores) é o mais importante para o controle do desenvolvimento da praia ou mesmo da barreira costeira arenosa (e.g. variação no tamanho de grão, direção e velocidade do vento, energia de onda e tipo de praia, aporte de sedimentos etc.)?

Por este trabalho dizer respeito a fatores que influenciam a interação entre os sistemas praia-duna, a seguir serão apresentadas as definições e limites adotados destes sistemas, além de considerações sobre a área de estudo e dos processos ocorrentes em praias de enseada como a Praia de Moçambique, relativos à sua forma em planta, tipos de equilíbrio e morfodinâmica, bem como sedimentologia e fatores importantes no desenvolvimento de dunas costeiras.

## 1.2. Definições adotadas

As praias podem ter seus limites definidos levando em consideração o aspecto hidrodinâmico ou morfológico de diferentes maneiras, sendo seus limites variáveis de acordo com cada autor, tendo em comum a composição arenosa e ação das ondas. Desta forma, os termos utilizados neste trabalho são os mesmos propostos por Hesp (2000). De acordo com o autor, em uma praia podem ser distinguidas as seguintes zonas (Figura 1.1):

- Antepraia (*nearshore zone*): porção que se estende, em direção à terra, a partir do ponto em que as ondas começam a interagir com o fundo e os processos de empilhamento de onda (*shoaling*) passam a dominar, até o ponto de primeira quebra das ondas ou início da zona de arrebatamento;

- Zona de arrebentação (*breaking zone*): porção do perfil praiial onde ocorre o processo de desestabilização e quebra das ondas incidentes. Este processo ocorre quando as ondas aproximam-se de águas mais rasas, onde a profundidade aproxima-se da altura de onda;
- Zona de surfe (*surfzone*): zona onde as ondas incidentes dissipam sua energia e que se estende até a zona de espraiamento. Suas características dependem do modo em que ocorre esta dissipação;
- Zona de espraiamento (*swash zone*): região da praia onde ocorrem os processos de fluxo (*swash*) e refluxo (*backwash*) das ondas, sendo que sua análoga morfológica é a face praiial;
- Pós-praia (*backshore*): zona que se estende do limite superior do espraiamento da onda até o início das dunas fixadas por vegetação ou de qualquer outra mudança fisiográfica brusca;
- Duna frontal (*foredune*): Zona onde ocorre acúmulo de sedimentos eólicos é a porção mais elevada do perfil e determina o limite continental da zona praiial.

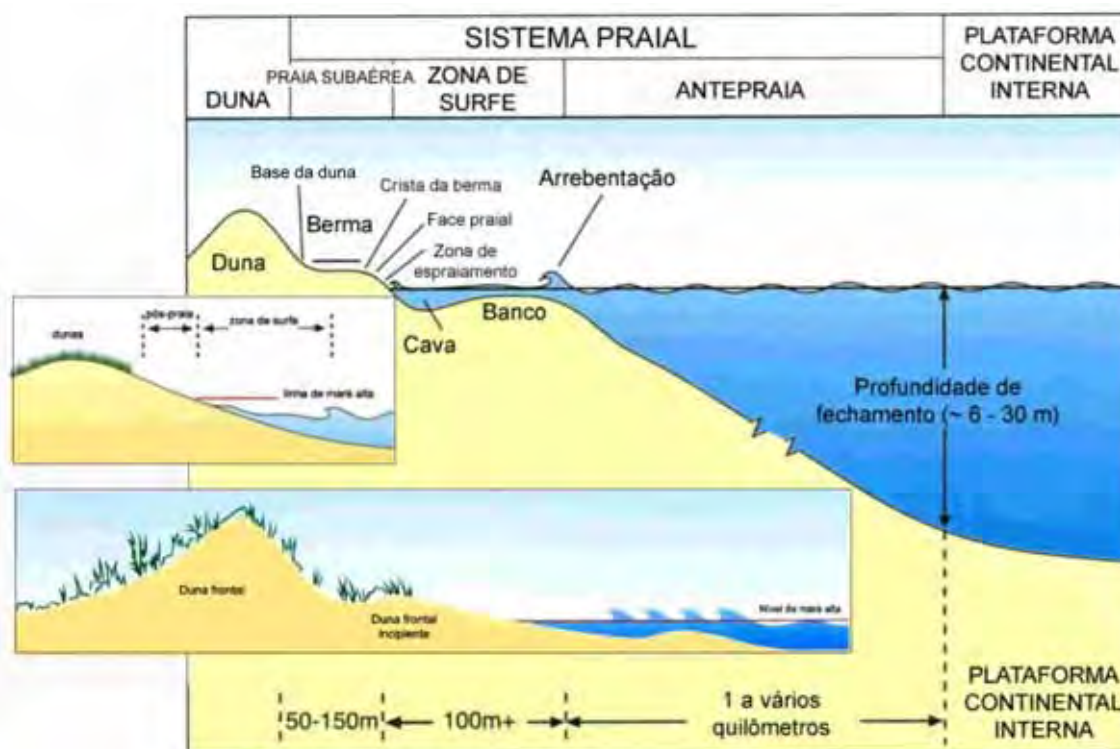


Figura 1.1: Zonação hidrodinâmica e morfológica de praias arenosas (modificado de Hesp, 2000).

### 1.3. Praias de enseada e processos litorâneos

O termo "praia de enseada" é definido como uma praia limitada por promontórios ou obstáculos físicos, apresentando uma forma de arco com curvatura acentuada, cujo contorno tende a assumir a forma de um "meio coração" ou de uma "lua crescente" (Hoefel, 1998). Estas praias são características de linhas de costa rochosas com uma topografia costeira montanhosa, como o que ocorre em 51% da costa mundial, o que significa uma predominância de praias de enseada (Short & Masselink, 1999).

De acordo com Finkelstein (1981), praias de enseada ocorrem em uma variedade de escalas com seu desenvolvimento em função da presença de dois promontórios consecutivos e uma aproximação das cristas de ondas oblíquas ao alinhamento dos promontórios.

Praias de enseada exibem uma forma em planta característica (Figura 1.2): uma zona de sombra, próxima ao promontório rochoso, protegida da energia das ondas e fortemente curvada; e uma extremidade da praia a sotamar, relativamente retilínea, normalmente paralela à ação das ondas. O transporte longitudinal de sedimentos, resultante da incidência oblíqua de ondas e do gradiente de altura das ondas ao longo da praia, é responsável pela modelagem da forma da praia em planta, assumindo esta uma orientação dependente do ângulo de incidência das ondas de maior frequência e energia na região (Silvester & Hsu, 1993).

De acordo com Silvester (1974), uma linha de praia em planta torna-se estável (ou em equilíbrio estático) quando alcança uma forma que se ajusta ao padrão de ondas refratado. Entretanto, uma praia fora do equilíbrio ou em equilíbrio dinâmico terá ondas quebrando em um certo ângulo com a costa, resultando em um transporte de sedimentos longitudinal. Então, é possível distinguir entre praias parabólicas em equilíbrio estável, quando o transporte é nulo, e aquelas que ainda não alcançaram a estabilidade.

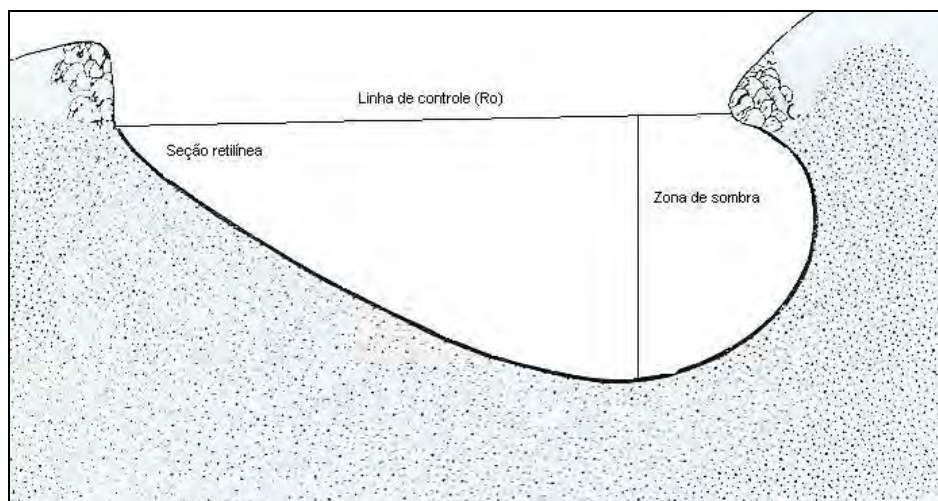


Figura 1.2: Típica forma em planta de uma praia de enseada e seus compartimentos (modificado de Finkelstein, 1981).

Assim, as praias de enseada podem estar tanto em equilíbrio dinâmico, quando houver suprimento sedimentar para o local e o transporte longitudinal for ativo; quanto em equilíbrio estático, quando o aporte sedimentar e a deriva litorânea tenderem a valores significativamente nulos (Figura 1.3). Neste último caso, embora possam ser observadas perdas temporárias de areia da praia emersa para a formação de bancos durante tempestades, ou então deslocamentos sazonais de areia ao longo da praia, em escalas interanuais a praia tende a manter uma forma em planta constante (Hoefel, 1998).

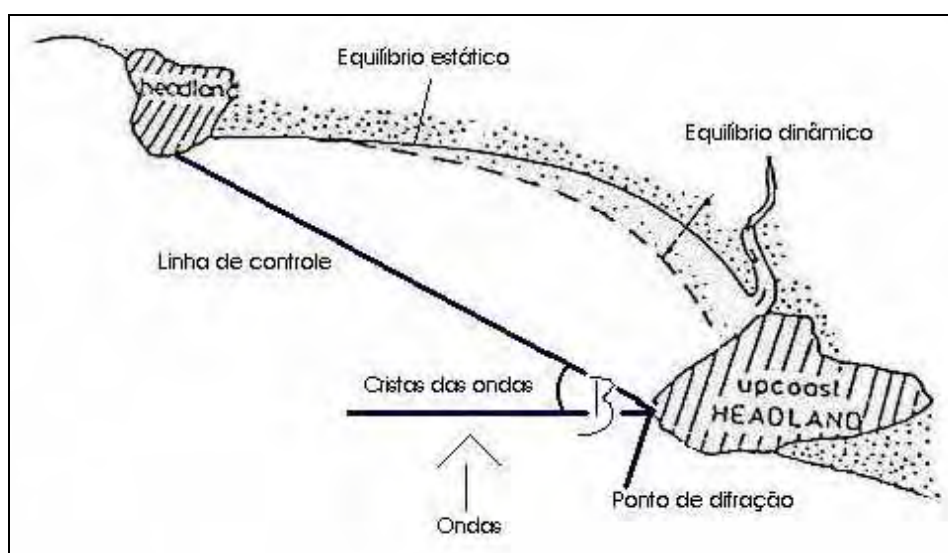


Figura 1.3: Tipos de equilíbrio em planta descritos para praias de enseada (modificado de Hsu *et al.*, 1993).

Uma praia de enseada em equilíbrio estático pode ser desenvolvida pela presença de um promontório, natural ou artificial, resultando em cristas de ondas que quebram simultaneamente ao longo da linha de costa e uma taxa líquida de transporte nula. Regime de ondas, tamanho de grão e seleção, declividade da face praial, erosão, deposição e transporte de sedimentos interagem para determinar a morfologia desta praia (Finkelstein, 1981).

Em praias de enseada, normalmente é possível observar uma variação longitudinal na altura das ondas, sendo que esta aumenta da zona de sombra em direção à sua extremidade retilínea. De acordo com Yasso (1965), a influência de um promontório pode causar mudanças na linha de costa dentro de sua área de influência, as quais podem ser: (1) interrupção do fluxo de sedimentos que está sendo carregado pela corrente de deriva litorânea; (2) dissipação da energia da onda por turbulência ou reflexão; e (3) redistribuição da energia da onda por efeitos de refração e difração. O transporte de sedimentos paralelo à costa é uma resposta às ondas que quebram em um ângulo com a linha de costa. Rodriguez (1995) afirma que a presença de promontórios em praias de enseada influencia a propagação das ondas, distribuindo sua energia de modo diferencial, sofrendo dois efeitos: o primeiro é a difração, a qual supõe uma redistribuição lateral de energia devido à diferença na altura da onda. Seu principal efeito é a mudança de orientação dos raios das ondas, formando uma zona protegida e um gradiente longitudinal de altura de onda ao longo da praia. O segundo efeito é a refração, que ocorre devido ao efeito da topografia do fundo, a qual influencia a orientação dos raios das ondas ao longo da praia. A presença dos promontórios confina o volume de sedimentos dentro da praia e limita seu transporte longitudinal e transversal.

Correntes longitudinais em praias parabólicas são o principal agente de transporte de sedimentos, as quais se devem principalmente à obliquidade da orientação dos raios de ondas em relação à orientação da praia, e também ao gradiente longitudinal de altura das ondas, o que não é comum de ser encontrado em praias retilíneas (Rodriguez, 1995). Segundo Silvester & Hsu (1993), este transporte longitudinal de sedimentos, resultante da incidência oblíqua de ondas e do gradiente de altura das ondas ao longo da praia, é responsável pela modelagem da forma das praias em planta.

Assim, a presença de um obstáculo físico em uma praia de enseada pode fazer com que ocorram mudanças no padrão das ondas incidentes, entre estas, além dos processos de difração e refração, a formação de uma zona de sombra ou de menor altura de onda. Por esta razão, ocorre um gradiente de altura de onda ao longo da praia que pode ser responsável também pela configuração da linha de costa.

### 1.3.1. Sedimentologia

A fonte do material e os processos de deposição afetam a distribuição de tamanho dos grãos em sedimentos praias, sendo que o material mais grosso está associado com zonas de maior energia de onda. A seleção dos sedimentos pode apenas ocorrer onde o movimento ao longo da costa é restrito e a quantidade de material da praia é estática. O material então pode ser transportado para a parte da praia que está em equilíbrio com as condições prevalecentes. Isto pode ser aplicado tanto para a seleção normal quanto ao longo da costa (King, 1973).

Carter (1988) afirma que praias de enseada podem apresentar variações longitudinais no tamanho de grão e esta gradação dos sedimentos pode ocorrer através de vários processos; entre eles variação longitudinal na energia de onda, fluxo de energia da onda e desintegração mecânica e/ou química dos clastos. Vários destes fatores podem ocorrer em conjunto. Em todos os casos, o reconhecimento de gradação em praias sugere que a taxa efetiva e o volume de transporte são baixos.

Os resultados de Krumbein (1944, *apud* Finkelstein, 1981) em Half Moon Bay, uma praia de enseada da Califórnia, indicam um aumento na declividade e tamanho de grão da zona de sombra em direção à seção retilínea da praia, onde a energia de onda é máxima, embora evidências de alta energia e aumento da circulação no centro da praia fossem também encontradas. Da mesma forma Bascom (1951) analisou a declividade da face praias e o tamanho de grão na mesma praia (Half Moon Bay), e relacionou estes dois parâmetros à variação da energia das ondas ao longo da costa. Nesta praia existe um promontório rochoso que exerce uma proteção frente à energia das ondas. Em direção ao sul, esta proteção desaparece gradualmente até um ponto onde a praia está

completamente exposta à energia das ondas e a declividade da face praial e o tamanho de grão são máximos.

Resultados similares foram obtidos por Finkelstein (1981) estudando praias parabólicas na ilha Kodiak, Alasca. Este autor definiu, para a zona de sombra, uma baixa energia de onda, pequenos tamanhos de grãos relativamente bem selecionados, declividade suave e relativa erosão em relação ao restante da linha de costa. O inverso é verdadeiro para o centro da praia, o qual é sujeito à alta energia de onda e é caracterizado por grandes tamanhos de grãos, seleção pobre, moderada declividade e uma linha de costa que é transicional entre erosiva e deposicional. Um diagrama de refração de ondas foi utilizado pelo autor para determinar zonas de divergência e convergência das cristas das ondas. A divergência das cristas das ondas é especialmente alta dentro da zona de sombra. O autor discute que dados de tamanho de grão e diagramas de refração de ondas mostram uma correlação entre a variação da distribuição da energia de onda e as características da praia. Estes exibem uma aproximação normal à costa dos raios de onda no centro da praia e divergência em ambos extremos. Estes padrões de refração indicam uma baixa atividade das ondas na zona de sombra e moderada a alta na seção retilínea da praia. De acordo com o autor, o tamanho de grão, maior no centro da praia, varia diretamente com a energia das ondas.

Segundo estudos de Bird (1996) em Chesil Beach, Inglaterra e em Hawke Bay, norte da Irlanda, os fatores responsáveis para o tipo de distribuição de sedimentos longitudinalmente à linha de costa nestas áreas foram a energia das ondas incidentes, atrito entre os grãos, selecionamento a partir de correntes longitudinais à costa, configuração da linha de costa, características do fundo e natureza do aporte sedimentar. Este autor afirma ainda, que a gradação lateral de sedimentos é um indicativo de que Chesil Beach está em equilíbrio com o regime de ondas incidente.

Entretanto, Nordstrom (1977) estudando sedimentos de praias que são submetidas a diferentes níveis energéticos de ondas, observou que o tamanho de grão não variou. Desta forma, este autor sugere que não há correlação entre altura de onda e tamanho de grão, indicando que pelo menos para estas praias, o



tamanho de grão não é selecionado pelas ondas dominantes, e sim pela fonte de sedimentos e pelos processos da zona de espriamento.

Segundo Bryant (1982), mudanças no tamanho de grão ao longo das praias ocorrem em ambientes com grande variedade de tamanho de sedimentos e energia de ondas. Em estudos no estuário de Broken Bay, Austrália, o autor demonstrou que o grau de variação dos sedimentos ao longo das praias é dependente se a praia é dissipativa ou reflectiva, sendo esta variação controlada por diferenças nos processos de transporte dos sedimentos.

De acordo com McLaren (1981) a média, o grau de seleção e a assimetria seguem padrões que identificam a direção de transporte e processos sedimentares de selecionamento, deposição seletiva e deposição total. Usando uma distribuição de sedimentos hipotética e assumindo um pressuposto de que grãos leves têm uma maior probabilidade de serem erodidos e transportados que grãos mais pesados, os autores verificaram que: 1) sedimento em transporte deve ser mais fino, melhor selecionado e mais negativamente assimétrico que sua fonte sedimentar; 2) o sedimento que restou depois de um processo erosivo deve tornar-se mais grosso, melhor selecionado e mais positivamente assimétrico e 3) depósitos sucessivos podem tornar-se mais finos ou grossos, mas o selecionamento deve tornar-se melhor e a assimetria mais positiva. O modelo proposto pelo autor indica que sedimentos podem tornar-se mais finos na direção do transporte com um aumento no regime energético. Estes depósitos podem ser estabelecidos possivelmente como resultado da coesão de sedimentos finos ou por uma alta taxa de suprimento de sedimentos. Entretanto, Masselink (1993) discute que os sedimentos costeiros dificilmente serão derivados de uma única fonte e transportados por um fluxo de sedimentos unidirecional. Assim, a presença de mais de uma fonte de sedimentos pode resultar em um fracasso do modelo proposto por McLaren (1981).

Além das características da fonte, o transporte longitudinal é um fator importante na determinação de padrões de distribuição de sedimentos, principalmente em praias de enseada com inexpressivas fontes de sedimentos. Miot da Silva (2002) determinou que a gradação lateral de sedimentos ocorre em praias de enseada em equilíbrio dinâmico (Hsu & Evans, 1989) (com entrada de sedimentos) e em equilíbrio estático (sem entrada de sedimentos), e é

influenciada principalmente pelas características da área fonte (disponibilidade de classes granulométricas distintas e fontes locais de sedimentos). Conhecimentos sobre a dispersão dos sedimentos oriundos da área fonte e como estes interagem com a hidrodinâmica são necessários para elucidação de processos que determinam o padrão de distribuição de sedimentos nestas praias.

Klein *et al.* (2005) concluem que as praias do litoral centro-norte catarinense são influenciadas pela fonte de sedimentos, a qual pode ser de origem fluvial ou retrabalhamento de depósitos antigos. Estas praias são afetadas pela geologia da região e este pode ser o fator primário para determinar o padrão de distribuição dos sedimentos.

O padrão variado de tamanhos de grão ocorrente na Ilha de Santa Catarina foi justificado por Martins *et al.* (1970). Os autores coletaram cento e cinquenta e três amostras ao longo da ilha e concluíram que na parte oceânica, as amostras apresentaram-se unimodais nos intervalos 0-1, 1-2 e 2-3  $\Phi$  e que este comportamento variado parece indicar a presença de duas populações, uma de areia fina (2 - 3  $\Phi$ ) e outra de areia grossa e muito grossa (-1 a 1  $\Phi$ ). Os autores ainda sugerem que esta situação é comum nas praias da ilha onde as areias retrabalhadas, essencialmente finas, estão contaminadas por areias grossas que são originárias de rochas graníticas do embasamento. Assim, a ocorrência de classes granulométricas distintas entre os segmentos litorâneos centro-norte e sudeste catarinense ocorrem principalmente por retrabalhamento de depósitos antigos, contribuição fluvial e proximidade da área fonte.

Nas areias da Ilha de Santa Catarina, Martins *et al.* (1970) identificaram um total de 13 minerais pesados, notando-se que os minerais opacos são sempre predominantes. Estes, em quase sua totalidade, são constituídos de magnetita e ilmenita. A hornblenda, a biotita e a silimanita atingem sua máxima frequência como minerais raros, enquanto que o rutilo e a granada só ocorrem como minerais traços. O epidoto é presente, com zoicita e clinozoicita bastante subordinadas.

### 1.3.2. Morfodinâmica praial

Wright & Tom (1977) definem o termo morfodinâmica como sendo o “ajuste mútuo da topografia e dinâmica do fluido envolvendo transporte de sedimentos”. Em praias arenosas isto significa que a topografia vai se ajustar de acordo com a movimentação do fluido, causada pelas ondas, marés e outras correntes, através do transporte de sedimentos (Short, 1999). Este processo de retroalimentação é essencial na morfodinâmica costeira (Cowell & Thom, 1994) pois as mudanças morfológicas na zona praial (face praial, pós praia, zona de surfe) vão depender dos processos hidrodinâmicos e vice-versa. A interação entre ondas, correntes e declividade do substrato determinará a quantidade de sedimentos disponível para a formação das praias e dunas (Hesp, 2000).

Wright & Short (1984) combinaram resultados de observações diárias ao longo de 18 meses na praia de Narrabeen (Austrália) e trabalhos de campo realizados na mesma costa em uma tentativa de classificar as assinaturas morfodinâmicas de cada tipo de praia. Esta classificação morfodinâmica proposta por Wright & Short (1984) é empregada neste trabalho, por isso a importância de uma revisão sobre este assunto (Figura 1.4).

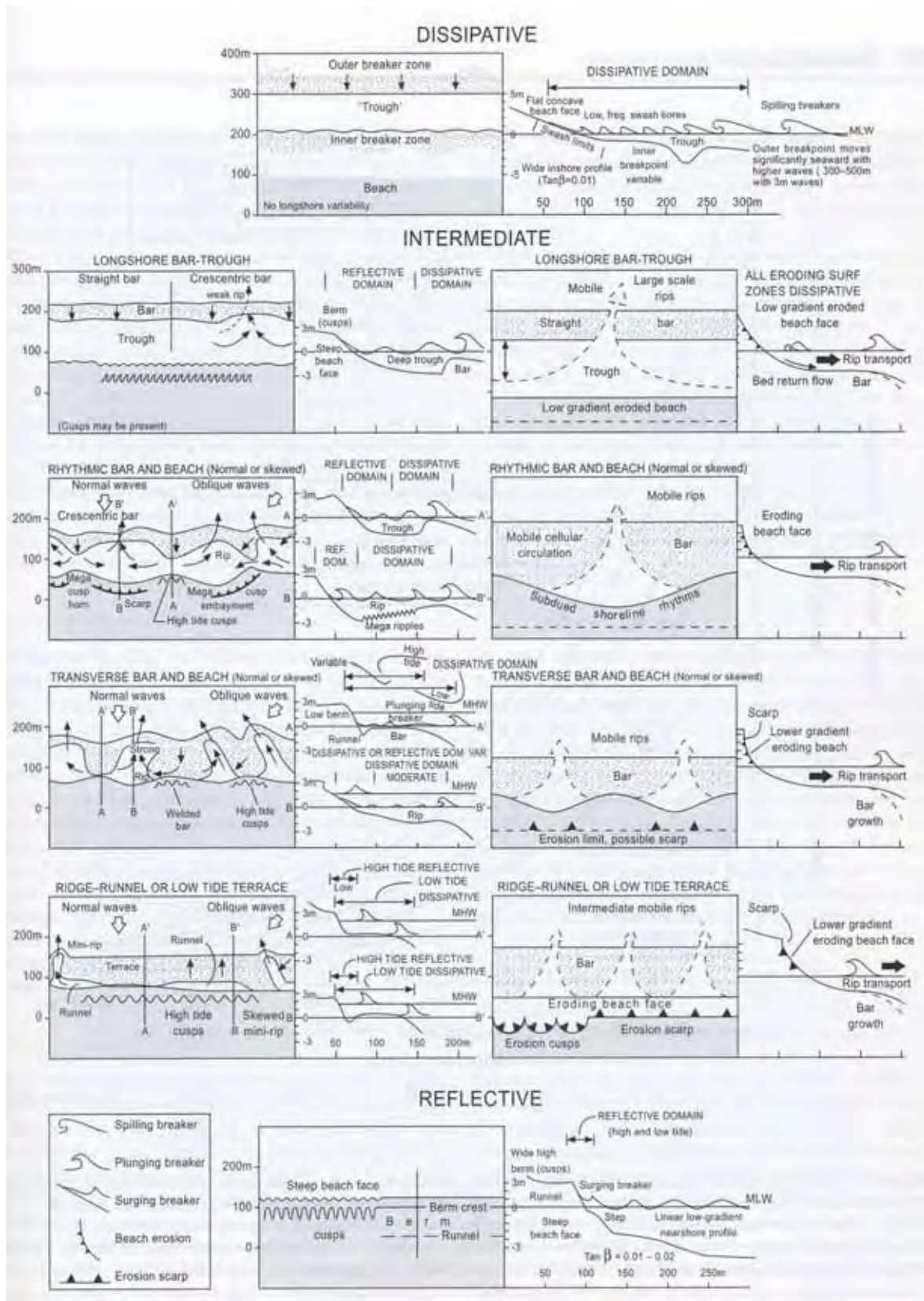


Figura 1.4: Representação em planta e em perfil da classificação morfodinâmica de praias arenosas (Wright & Short, 1984).

O modelo leva em consideração um ambiente dominado por ondas e micro marés, classificando as praias usando três parâmetros: altura de onda na arrebentação ( $H_b$ ), período de onda ( $T$ ) e tamanho de grão, definido pela velocidade de queda do grão ( $W_s$ ).

De acordo com Wright & Short (1984), estes três parâmetros podem ser combinados de acordo com a equação 1.1:

$$\Omega = H_b / W_s T \quad (1.1)$$

$\Omega < 1$  as praias são reflectivas;

$\Omega$  entre 2 e 5 as praias são intermediárias;

$\Omega > 6$  as praias são dissipativas.

Desta forma, quanto maior a altura de onda, menor o tamanho de grão e potencialmente maior a quantidade de sedimentos, mais dissipativa será a praia. Quanto menor a altura de onda, maior o tamanho de grão e potencialmente menor a quantidade de sedimentos, mais reflectiva. Entretanto deve-se saber que esta classificação leva em conta a interação dos três parâmetros ( $H_b$ ,  $T$ ,  $W_s$ ).

**Praias dissipativas** são caracterizadas pela ampla e plana zona de surf, através da qual as ondas dissipam sua energia, podendo apresentar algumas centenas de m de extensão e entre 2 e 5 bancos arenosos submersos. São geralmente compostas por areia fina ( $< 0,2$  mm), curto período e energia de onda relativamente alta ( $> 2,5$  m). Ocorrem principalmente em costas expostas às ondulações e/ou compostas por areia fina/muito fina (Short, 1999). A face praial é de baixo gradiente e geralmente não apresenta feições morfológicas, e a variação morfológica ao longo da costa é mínima. Estas praias tendem a ser estáveis morfológicamente, exibindo poucas mudanças na linha de costa (Short & Hesp, 1982; Short, 1983, 1999). Esta baixa variação pode ser atribuída ao seu baixo gradiente de declividade, tornando estas praias menos susceptíveis às mudanças graças a dissipação da energia das ondas antes de chegarem à praia, em uma extensa zona de arrebentação. Os maiores impactos erosivos estão no pós-praia, pois o largo espraiamento das ondas em uma plana face praial faz com que o alcance das ondas chegue muitas vezes na base da duna, favorecendo uma

erosão contínua ao longo das barreiras arenosas ou dunas frontais mais baixas (Short & Hesp, 1982).

**Praias intermediárias** representam a transição entre as praias dissipativas de alta energia e reflectivas de baixa energia (Wright & Short, 1984). Podem ser encontradas em costas com altura de onda entre 0,5 e 2,5 m e com longo período, areia fina a média. A característica mais típica é a presença de uma zona de surf segregada horizontalmente com bancos arenosos submersos e correntes de retorno (Short, 1999). Estas são o tipo de praia mais comumente encontrado e podem ser classificadas em 4 tipos:

Banco e cava longitudinais (BCL) (*Longshore bar and trough (LBT)*): Caracterizadas por bancos arenosos submersos contínuos, localizados entre 100 m e 150 m a partir da praia, e separados entre 50 m e 100 m. Dependendo do tamanho de grão a declividade da face praial pode ser baixa ou moderada, podendo conter cúspides ou berma (Short, 1999). O transporte de sedimentos devido às ondas incidentes tende a ser em direção à costa, favorecendo a migração do banco neste sentido.

Banco e praia rítmicos (BPR) (*Rhythmic bar and beach (RBB)*): consistem em bancos arenosos submersos rítmicos com linha de costa rítmica, em fase com os bancos. A crista do banco alterna ao longo da costa com canais de corrente (*rip channels*), separados por uma barra crescente, tendendo em direção à costa. O banco é separado da costa por uma cava contínua. A face praial é rítmica com a crista dos megacúspides localizadas na região abrigada pela barra crescente e embaixamentos adjacentes ao canal. A extensão da zona de surfe pode variar entre 100 e 150 m, apresentando gradientes na altura de onda e diferenças no ângulo de aproximação das ondas em direção à costa, graças à diferença de quebra das ondas nas regiões mais rasas do banco e mais profundas do canal. A linha de costa rítmica é produzida após a formação do banco rítmico, causada pela refração das ondas.

Banco Transversal e Rip (BTR) (*Transverse bar and rip (TBR)*): Nestas praias, os bancos arenosos submersos são transversais ou perpendiculares à praia. Diferem das *rhythmic bar and beach* pois os bancos estão anexados à praia (Short, 1999), formando células de circulação distintas. As ondas quebram apenas no banco e não na cava, fazendo com que parte da energia de onda seja

dissipada na face praial, alimentando as correntes de retorno pelo fluxo de água que retorna em direção ao mar.

Terraço de Maré Baixa (TMB) (*Low tide terrace (LTT)*): Também conhecidas como *ridge and runnel* são as praias do tipo intermediária com menor energia de onda. São caracterizadas pelo banco arenoso que é anexado à face praial na maré baixa. Estas praias diferem das *tranverse bar and rip* porque os canais estão preenchidos e a praia retificada, sem topografia rítmica. Correntes de retorno podem estar presentes, mas estas são menores e mais fracas neste tipo de praia.

Praias intermediárias são as mais dinâmicas espacial e temporalmente graças à complexa hidrodinâmica, células distintas de circulação, barras e canais alternados, que promovem uma alta variação morfológica ao longo da costa. Esta alta mobilidade também é refletida na potencialmente alta taxa de migração dos bancos arenosos submersos em direção à costa, sendo esta taxa dependente da energia das ondas incidentes. A presença de correntes de retorno é o principal fator erosivo nestas praias (Wright, 1980) e a intensidade destas correntes está positivamente relacionada com a altura de onda.

**Praias reflectivas** ocorrem em ambientes que combinam baixa energia de onda, longo período e grande tamanho de grão. Em praias com areia fina ou média, a altura de onda deve ser menor que 1 m para produzir uma praia reflectiva. Em costas expostas às ondulações, estas praias podem ser encontradas na região abrigada por promontórios (no caso de praias de enseada), entrada de estuários e baías, onde não exista alta energia de onda (Short, 1999). Praias compostas por sedimentos grossos possuem uma face praial íngreme, geralmente com presença de cúspides e tendem a ser reflectivas não importando a altura de onda. Estas praias possuem uma estreita zona de arrebatção, sendo assim a energia de onda deve ser dissipada no momento do espraiamento na face praial, produzindo um intenso fluxo de retorno, como uma onda refletida (Guza & Inman, 1975). Este forte fluxo de retorno, em conjunto com o tamanho de grão, favorece o aumento da declividade da face praial. Estas praias tendem a ser as mais estáveis entre os tipos morfodinâmicos discutidos (Short, 1979b; 1999). Esta estabilidade deve-se principalmente pela baixa energia de onda (Figura 1.5).

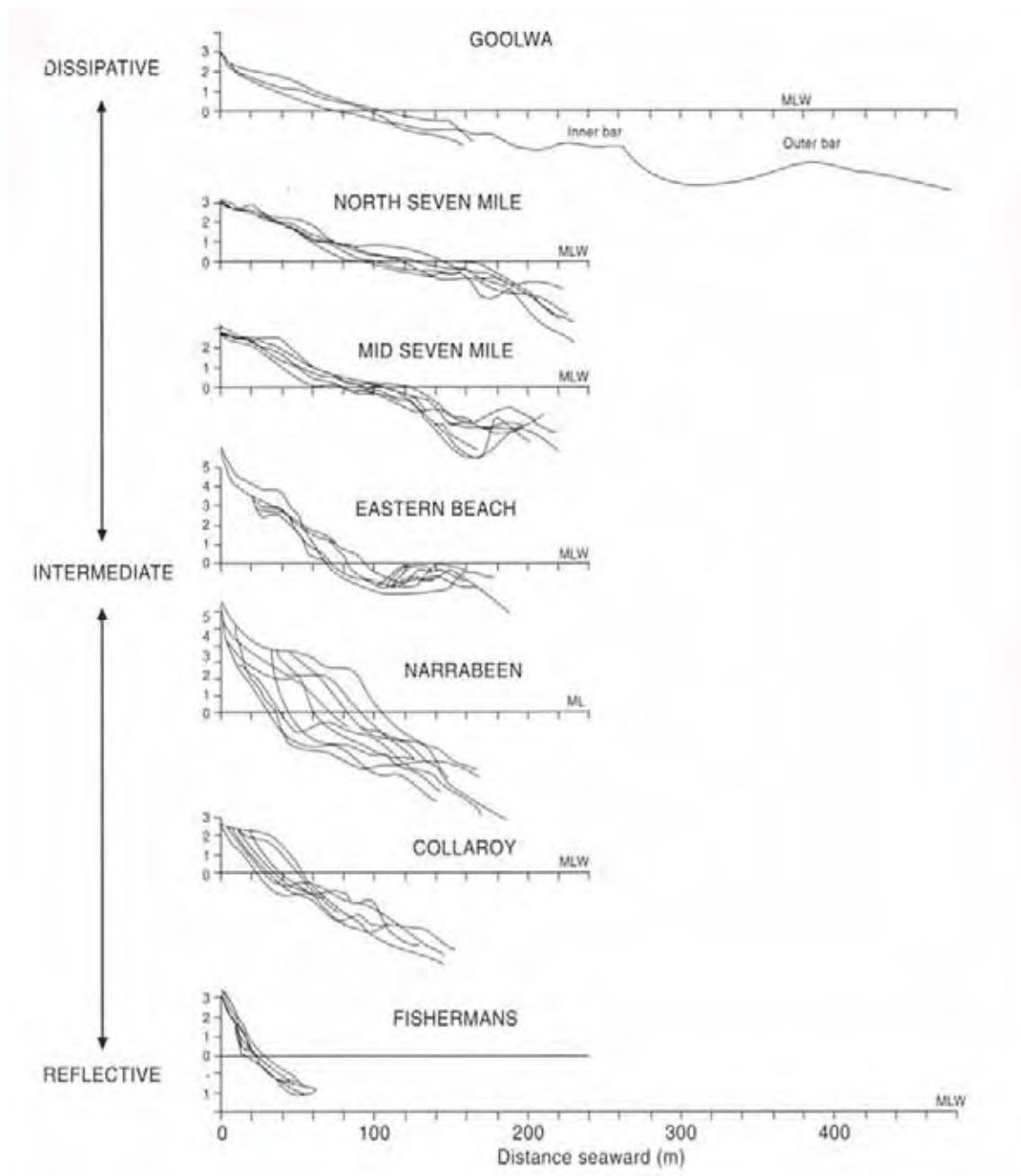


Figura 1.5: Estabilidade temporal do perfil praiial em relação ao tipo morfodinâmico (Wright & Short, 1984).

Na costa catarinense, alguns trabalhos foram publicados no que se refere à classificação morfodinâmica das praias. Entre estes destacam-se Giannini (1993), Gre (1995), Abreu de Castilhos (1995), Leal (1999), Klein & Menezes (2001), Torronteguy (2002), Faraco (2003) e Oliveira (2004).

Um processo conseqüente da variação longitudinal na altura das ondas em praias de enseada é uma variação longitudinal em seu tipo morfodinâmico. Na região abrigada pelo promontório, a praia pode apresentar um estágio



morfodinâmico reflectivo (baixa energia de onda) enquanto que, na região exposta, a praia pode apresentar um estágio morfodinâmico dissipativo (alta energia de onda) (Short, 1999) (Figura 1.6). Carter (1988) afirma ainda que praias de enseada podem apresentar variações longitudinais no tamanho de grão, com sedimentos finos e baixa declividade na zona de sombra e sedimentos grossos e alta declividade na zona mais exposta à ação das ondas. Este padrão também pode promover variações morfodinâmicas longitudinais, com o estágio dissipativo presente na zona de sombra e o reflectivo na extremidade retilínea. Entretanto, se a praia for composta por um único tamanho de grão, a variação morfodinâmica pode ser invertida.

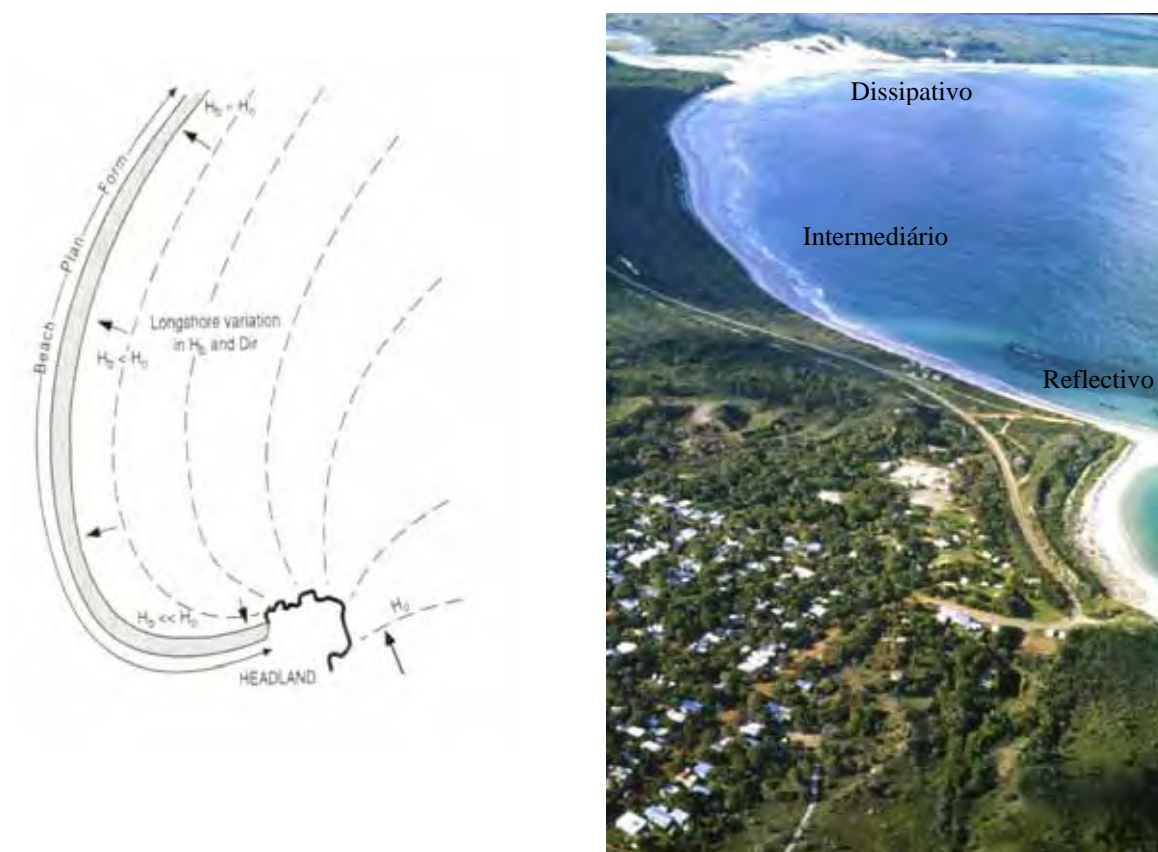


Figura 1.6: Variação da morfodinâmica praial devido ao gradiente longitudinal na altura de onda (Short, 1999). Foto: P. Hesp.

### 1.3.3. Dunas costeiras

Dunas costeiras são feições geomorfológicas caracteristicamente desenvolvidas em praias arenosas, comuns onde existe aporte de sedimentos abundante a partir da praia, como resultado do transporte eólico de sedimentos em direção à costa (Carter, 1988).

A velocidade e a direção do vento vão determinar a quantidade de areia que será transportada. Em média, os grãos começam a ser transportados pelo vento quando este atinge velocidades acima de 4-5 m/s (dependendo do tamanho de grão) em uma altura cerca de um metro acima da superfície arenosa (Bagnold, 1954). Fatores como largura da praia, tipo de praia e zona de surf, tamanho de grão e incidência de tempestades e ação das ondas também são importantes na formação das dunas (Hesp, 2000).

Existem alguns tipos de classificações de dunas costeiras (Pye, 1983; Goldsmith, 1985; Short & Hesp, 1982; Short, 1988; Psuty, 1989), entretanto a elaborada por Hesp (2000) é adotada neste trabalho por ser a mais amplamente utilizada na literatura. De acordo com esta classificação, dunas frontais (*foredunes*), corredores de deflação (*blowouts*), dunas parabólicas e campos de dunas transgressivas são os quatro tipos principais de dunas costeiras, entretanto o tipo de duna efetivamente nos processos de interações com a praia é a duna frontal.

**Dunas frontais incipientes** são as dunas frontais em seu processo inicial de formação e desenvolvimento, na presença de comunidades de vegetação pioneira (Hesp, 1999, pág. 155). São formadas pela presença de vegetação que rapidamente reduz a velocidade do vento fazendo com que o sedimento que está sendo transportado seja gradualmente depositado. O desenvolvimento e a forma da duna incipiente depende do local onde está sendo formada, densidade e altura da vegetação, velocidade do vento, taxas de transporte de sedimentos e taxas de progradação da linha de costa. A presença de detritos, taxas de ocorrências de inundações, erosão por ondas de tempestade, incidências de leques de sobrelavagem (*overwash*) e direção de incidências dos ventos também podem ser fatores importantes, embora secundários, na evolução das dunas (Hesp, 2000).

**Dunas frontais** são cordões paralelos à costa, convexos, simétricos ou assimétricos (Hesp, 1999), situadas na retaguarda da linha de maré alta na porção superior do pós praia (Figura 1.1), formados por deposição eólica na presença de vegetação (Hesp, 1983; 1988).

A duna frontal (Figura 1.7) é uma assembléia morfológica única entre uma grande escala de tipos de dunas, pois possui uma associação espacial restrita definida pela dinâmica que caracteriza a praia, bem como a dinâmica tradicional dos processos eólicos que desenvolvem as dunas, participando ativamente na troca de sedimentos entre os dois sistemas (Psuty, 1992). A significância e contribuição destes processos variam de um local para outro, em adição, suas relativas importâncias em uma área irão variar sazonalmente com as mudanças dos fatores climáticos e hidrológicos. O desenvolvimento e a evolução da duna frontal dependem de alguns fatores tais como aporte de sedimentos, grau de cobertura da vegetação, espécies de plantas presentes, taxa de sedimento eólico (transportado pelo vento) erodido ou aportado, freqüência e magnitude de ataques pelas ondas ou erosão pelo vento, escarpamento da duna, tipo de praia e zona de surfe, estabilidade da praia entre médio e longo prazo, interferência humana (Hesp, 2000).



Figura 1.7: Exemplo de duna frontal. Em costas progradantes, a duna pode tornar-se isolada da deposição de sedimentos pela formação de uma nova duna frontal (Foto: P. Hesp).

O fluxo eólico sobre dunas frontais foi modelado por Hsu (1974, 1977). Neste modelo, as faces voltadas para o mar e para o continente possuem baixas

velocidades, enquanto que as máximas foram medidas na crista da duna e na sua porção superior do lado continental. Outros trabalhos realizados por Arens (1994), Arens *et al.* (1995) concluem que o fluxo eólico é topograficamente acelerado na crista da duna frontal, entretanto, a presença da cobertura vegetal pode reduzir este efeito. A densidade das plantas pode ter considerável influência no transporte sedimentar, deposição e morfologia da duna (Hesp, 1989). Estudos realizados por Hesp (1983) concluem que a altura das dunas frontais aumentam e estas tornam-se mais assimétricas com o aumento da densidade da vegetação.

As dunas frontais da costa sudeste Australiana mostram uma nítida variação na cobertura vegetal, zonação e riqueza de espécies. Estas variações são funções de duas variáveis principais: aporte de sedimentos e *sprays* salinos locais. As zonações mais extensas e menores riquezas de espécies se encontram nas dunas frontais de praias dissipativas (maior número de quebras de ondas), enquanto a zonação mais estreita e com maior riqueza de espécies em dunas frontais ocorre em praias reflectivas (apenas uma quebra de onda) (Short & Hesp, 1982).

Eventos erosivos, como tempestades, podem produzir mudanças na duna frontal, fazendo com que esta assuma uma forma mais erosiva ou até mesmo a sua completa remoção por efeitos das ondas e de sobrelavagem. O novo desenvolvimento da duna frontal após um evento como este vai depender da presença de vegetação e do seu re-estabelecimento (Hesp, 2002). A figura 1.8 mostra um modelo da evolução da duna frontal a médio e longo prazo, proposto por Hesp (2002). Este modelo seqüencial depende de parâmetros como aporte sedimentar, cobertura vegetal e freqüência de eventos erosivos; e a morfologia da duna frontal irá depender da influência destes processos, passando por seqüências evolutivas como erosão eólica, redução da cobertura vegetal e erosão por ondas. Esta seqüência pode ser revertida em certas condições, como em situações de redução do potencial eólico ou de revegetação (recomposição da vegetação).

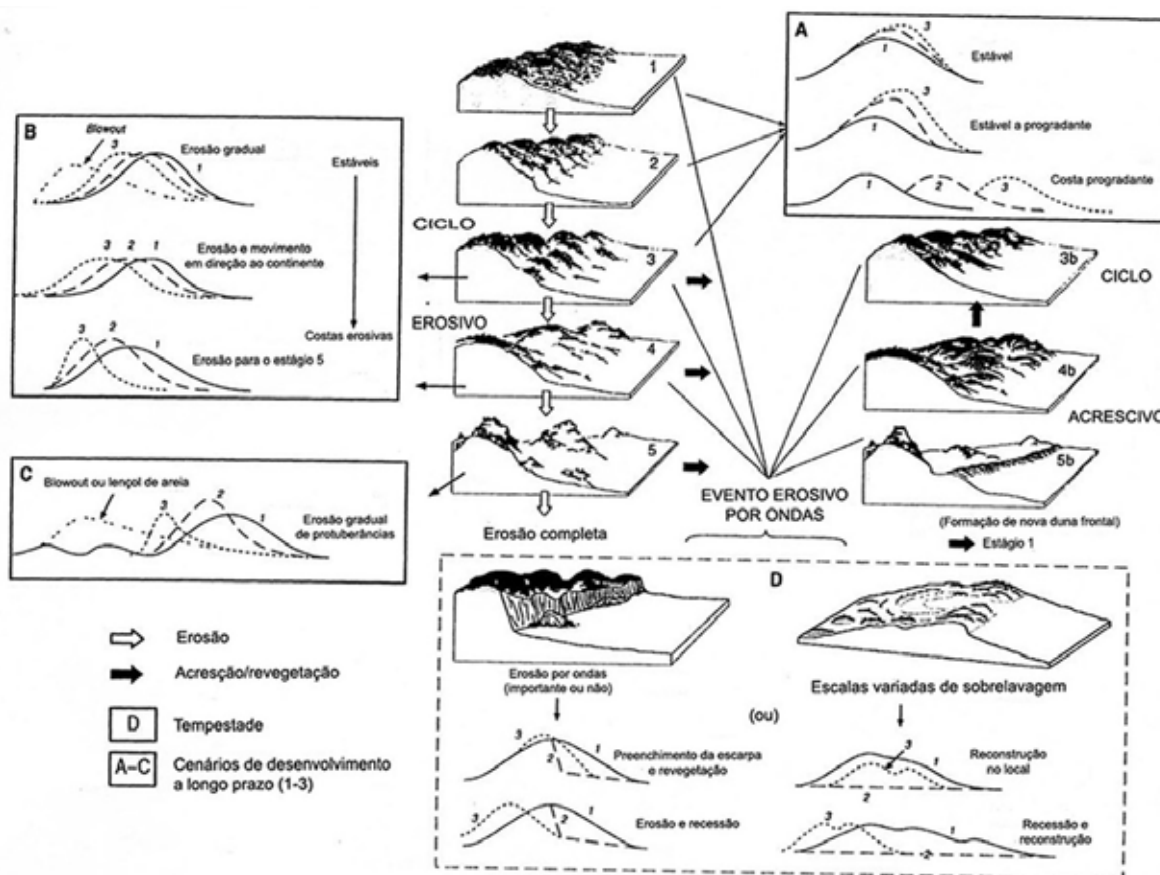


Figura 1.8: Modelo seqüencial evolutivo de dunas frontais (modificado de Hesp, 2002).

**Corredores de deflação** (*blowouts*) (Figura 1.9) são morfologias erosivas das dunas costeiras que possuem uma forma de cavas ou depressões, formada a partir da erosão pelo vento de um substrato arenoso ou de uma duna pré-existente, podendo haver influência de ondas de tempestade, escarpando a duna frontal e desestabilizando-a, favorecendo a subsequente erosão eólica. Áreas com esparsa cobertura vegetal também favorecem a erosão pelo vento, podendo desenvolver *blowouts*. São caracterizados por um lobo deposicional (1), bacia de deflação (2) e paredes erosivas (3), e são formados na direção do vento a partir do depósito dos sedimentos erodidos na bacia de deflação e nas paredes erosivas (Hesp, 2000). Existem pelo menos 3 tipos principais de *blowouts*: pires (*saucer*), bacia (*bowl*) e depressão (*trough*).

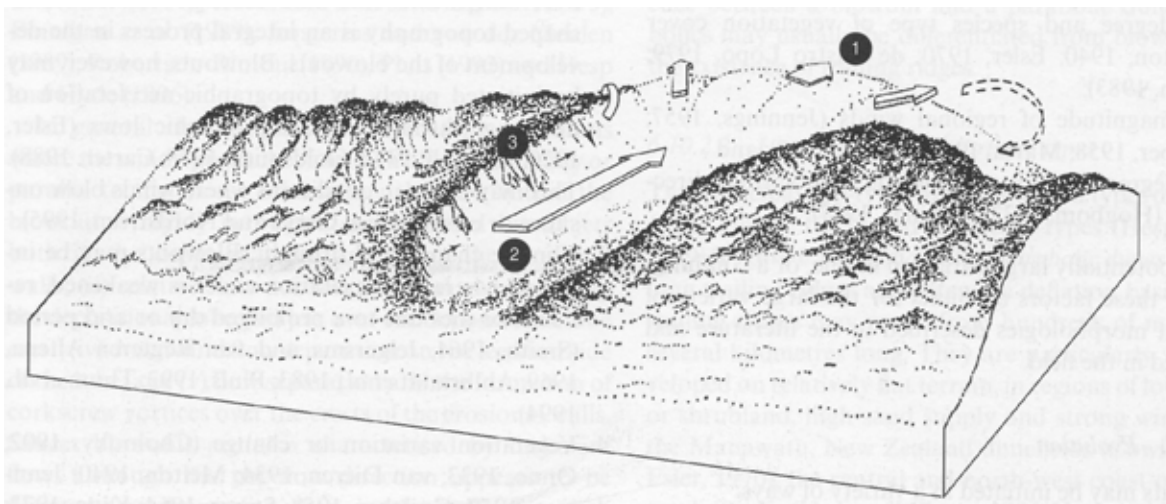


Figura 1.9: Diagrama mostrando a morfologia de um *blowout* do tipo depressão (*trough*) (Hesp, 1999).

**Dunas parabólicas** (Figura 1.10) são tipicamente formadas a partir da evolução de *blowouts*, possuindo desta forma uma morfologia similar. A diferença entre estes está na extensão e na presença de *trailing ridges* nas dunas parabólicas. Estas dunas também podem originar e evoluir para campos de dunas transgressivas (Hesp, 2000).

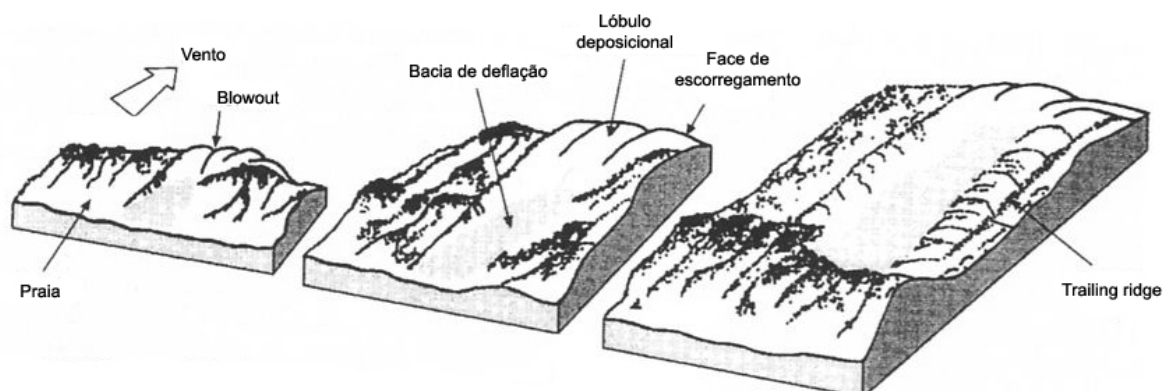


Figura 1.10: Evolução de um *blowout* para uma duna parabólica (modificado de Hesp, 1999).

**Campos de dunas transgressivas**, também conhecidas como dunas móveis ou migratórias, são depósitos eólicos de sedimentos de grande extensão (entre centenas de metros e alguns quilômetros), formados pelo movimento ou transgressão dos sedimentos sobre um terreno vegetado ou semi-vegetado. Podem ser vegetados (reliquias) ou não. São formados em resposta à um aumento do nível do mar, em regiões com alto aporte sedimentar e ventos soprando em direção à costa, ou em costas erosivas (Figura 1.11) (Hesp & Thom, 1990).



Figura 1.11: Exemplo de campo de dunas transgressivas adjacente à uma praia dissipativa (praia da Joaquina).

#### 1.3.4. Vegetação

A vegetação da duna frontal, limitada a poucas espécies, é diretamente influenciada pelo tipo morfodinâmico de praia e zona de surfe, *spray* salino, baixos níveis de nutrientes e soterramento por deposição eólica (Hesp, 1988; 1989; Maun, 1994), e também pela constante movimentação da areia (Moreno-Cassola, 1986), flutuação da temperatura superficial do sedimento e pouca retenção de água no substrato altamente poroso (Cordazzo & Seeliger, 1995).

A densidade da vegetação, morfologia das plantas e seu modo de crescimento, afetam a natureza do fluxo eólico e transporte de sedimentos através da duna frontal e conseqüentemente sua morfologia (Hesp, 1989; Arens *et al.*, 2001; van Dijk *et al.*, 1999). A colonização das plantas aumenta a rugosidade da superfície e diminui o fluxo eólico, favorecendo a deposição de sedimentos e a taxa de crescimento da duna frontal (Chapman, 1976). A erosão das dunas ocorre onde a vegetação é esparsa (Moreno-Cassola, 1986).

Alguns trabalhos afirmam que a altura da planta e densidade da vegetação influenciam as dimensões da duna frontal. Com o aumento da altura da planta, a altura da duna aumenta e comprimento diminui (van Dijk *et al.*, 1999). Plantas mais baixas como *Ipomoea pes-caprae* diminuem o fluxo eólico mais vagarosamente, desenvolvendo dunas assimétricas e mais longas; enquanto que plantas mais altas e mais densas como *Spartina ciliata* reduzem o fluxo eólico

rapidamente, aumentam a altura da duna e diminuem o seu comprimento (Hesp, 1989; 2002).

Hesp (1998a) atribui as mudanças longitudinais na vegetação da duna frontal ao aporte sedimentar e *spray* salino. O autor afirma que a diversidade da vegetação diminui com o aumento do aporte sedimentar, pois poucas espécies toleram soterramento. Os nutrientes básicos estão presentes na água do mar, mas apenas algumas plantas desenvolveram adaptações ao sal (Hesp, 1991). O *spray* salino está relacionado com a velocidade do vento, energia e número de quebras de ondas, largura e tipo de zona de surfe (Hesp, 1988a; 1989; 1999). Assim como o potencial de transporte de sedimentos, o número de quebras de ondas e *spray* salino são maiores em praias dissipativas, conseqüentemente seria esperado uma maior zonação de espécies e menor diversidade em praias dissipativas. Por outro lado, a maior diversidade e menor zonação de espécies seria encontrada em praias reflectivas, as quais possuem apenas uma quebra de onda e baixos níveis de *spray* salino (Hesp, 1988a).

A vegetação da duna frontal será examinada neste trabalho com o objetivo de relacionar suas variações em percentual de cobertura e diversidade com a orientação da linha de costa, já que a presença ou ausência das espécies pode estar associada aos gradientes de exposição aos ventos e às ondas, além do tipo de praia.

#### **1.4. Interações Praia-Duna**

A praia, devido ao sistema de correntes litorâneas, é a fonte de sedimentos para desenvolvimento das dunas costeiras (Davidson-Arnott & Law, 1996). Muitas evidências mostram que, apesar de erosão em longo termo, as dunas frontais podem existir no perfil praia/duna, indicando que a duna é capaz de preservar os seus sedimentos enquanto é transportada em direção ao continente quando a praia é erodida, desta forma a duna frontal pode ser conceitualmente separada da praia em um contexto de balanço sedimentar (Psuty, 1988, 1992). A Figura 1.12 exemplifica o transporte de sedimentos entre praia e duna.



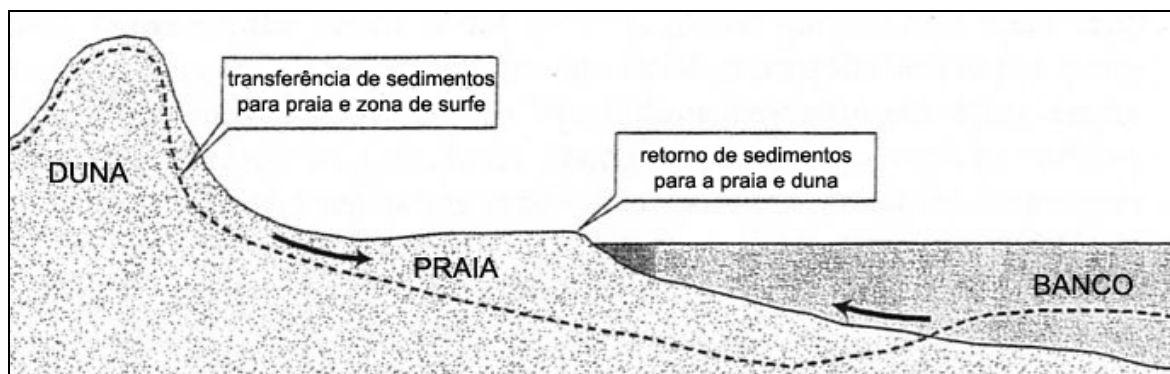


Figura 1.12: Troca sedimentar entre os sistemas praia e duna (modificado de Psuty, 1992).

É destacado na literatura um número de fatores considerados com sendo os mais importantes no controle das interações dos sistemas praia-duna. Alguns autores consideram estes fatores como independentes, outros afirmam que estes são inter-relacionados e dependentes entre si. Nas páginas seguintes, após a apresentação dos principais controles citados na literatura, serão analisados os diferentes modelos elaborados tentativamente como generalizações destas interações, ou aplicáveis a certos tipos de costa.

A troca de sedimentos entre praia, pós-praia e dunas varia de acordo com a energia do vento e suas variações sazonais na direção e magnitude, amplitudes de maré, aporte de sedimentos e tipo morfodinâmico de praia (Hesp, 1999). Segundo Short & Hesp (1982), o grau de exposição aos ventos dominantes em direção à costa, determinado pela sua orientação, pode produzir variações locais no transporte eólico dos sedimentos. Embora a exposição seja uma variável importante, a morfologia, a declividade e a largura da praia são mais importantes na determinação da taxa de transporte eólico em direção à costa.

A figura 1.13 exemplifica a dinâmica do sistema praia-duna: (1) durante períodos de baixa energia de onda, a estabilização da duna frontal e o desenvolvimento de uma duna incipiente são favorecidos; (2) durante tempestades, a duna incipiente pode ser destruída, a duna frontal escarpada e o sedimento transportado em direção ao mar; (3) retorna o período de calmaria e gradualmente os sedimentos voltam a ser transportados em direção à praia, e o transporte eólico preenche de sedimentos a escarpa da duna frontal; (4) com o tempo a duna incipiente volta a se estabelecer (Hesp, 2000).

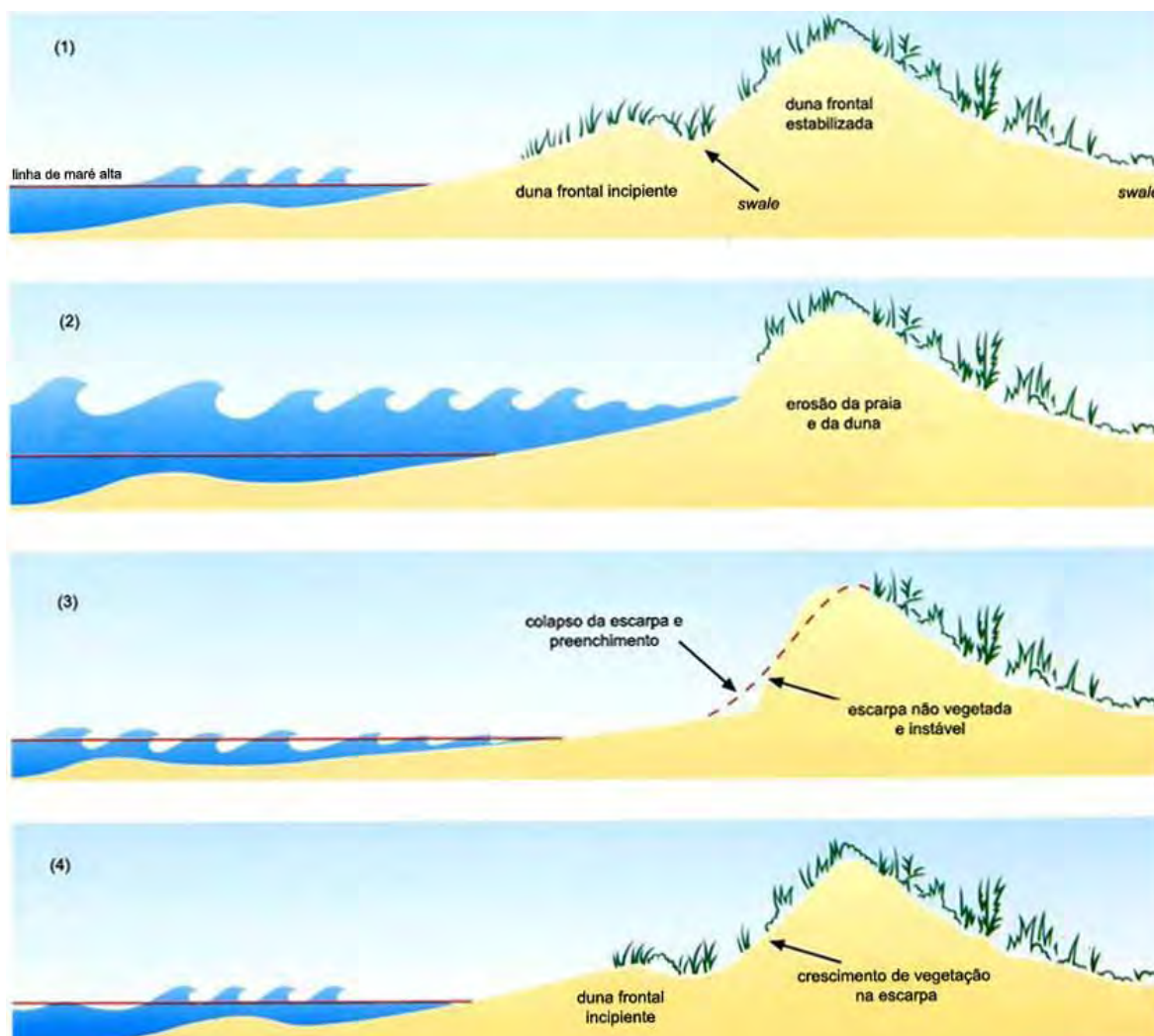


Figura 1.13: Dinâmica do sistema praia-duna (modificado de Hesp, 2000).

Segundo Short (1988), enquanto numerosos outros fatores contribuem para a formação das dunas, as ondas exercem controle substancial no suprimento de sedimentos e na estabilidade da duna frontal, com o vento atuando como fator controlador. Estudando as praias e sistemas de dunas do sul da Austrália, Short (1988) encontrou uma relação positiva entre o nível de energia de onda na arrebentação e o tipo e extensão dos sistemas de dunas. Este autor inclusive afirma que as dunas frontais ocorrem na retaguarda de todas as praias, mas sua estabilidade diminui e seu tamanho aumenta com o aumento da energia de onda. Nestes sistemas de dunas, Short observou que, dada uma determinada exposição ao vento, similar em todas as praias, as praias reflectivas de baixa energia ( $H_b < 1,5$  m) apresentam seqüências estáveis e progradantes de cordões de dunas frontais. Praias intermediárias de energia moderada ( $H_b \cong 1,5$  m), que recebem aporte sedimentar abundante, podem progradar, levando ao

desenvolvimento de cordões de dunas frontais; enquanto que as de alta energia são caracterizadas por dunas frontais moderadamente estáveis, as quais podem ser escarpadas eventualmente pela erosão por correntes de retorno (*rip embayment*), podendo evoluir a corredores de deflação (*blowouts*) e dunas parabólicas. Praias dissipativas e intermediárias de alta energia ( $H_b > 1,5$  m) possuem tipicamente dunas frontais instáveis ou não existentes, dominadas por sistemas de dunas transgressivas (Figura 1.14).

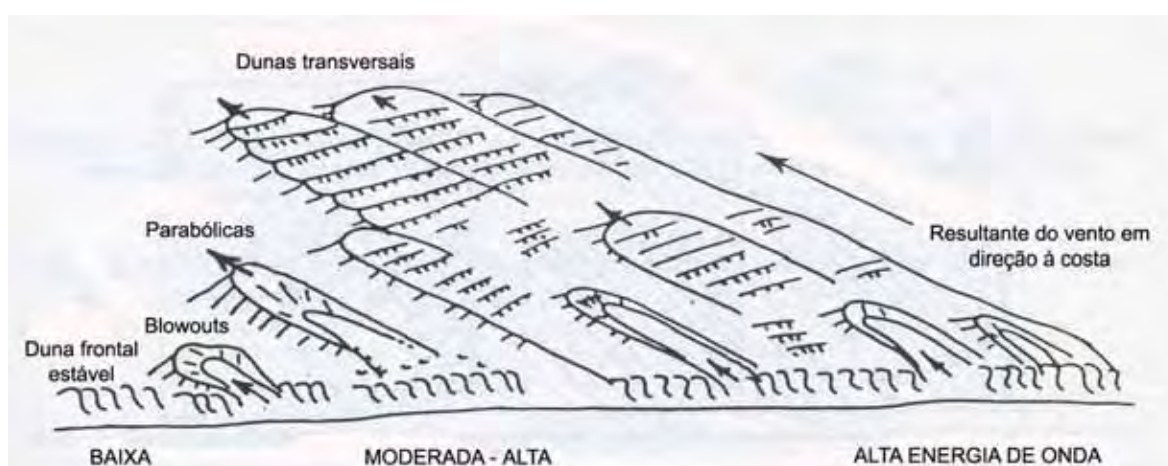


Figura 1.14: Diferentes morfologias de dunas costeiras ao longo da costa podem estar relacionadas à variação da energia de onda (modificado de Short, 1999).

Alguns fatores como velocidade e direção do vento, largura da praia e balanço de sedimentos, altura e densidade da vegetação, bem como outros fatores climáticos como precipitação, vento e gelo, são controles significativos no aporte de sedimentos da praia para as dunas frontais, no movimento dos sedimentos no interior da duna estabilizada e na localização e deposição e crescimento da duna (Law & Davidson-Arnott, 1990).

Nickling & Davidson-Arnott (1990) assumem que o papel mais importante da ação das ondas é escarpar a duna frontal em eventos de tempestade e desta forma retornando para a praia os sedimentos que foram transportados pelo vento em direção à costa. O corte da duna frontal pela ação das ondas de tempestade e redução do transporte eólico em praias mais estreitas representam um mecanismo de *feedback* que age regulando as perdas da praia e estabelecendo um balanço entre os sedimentos litorâneos e o desenvolvimento da duna frontal (Figura 1.13).

#### 1.4.1. Modelos de Interações Praia-Duna

Somente a partir das duas últimas décadas, o sistema praial, governado pelas ondas e correntes, e o sistema eólico, dominado pelos ventos, deixaram de ser tratados como distintos e independentes, aumentando o interesse pela pesquisa das interações entre praias e dunas (Sherman & Bauer, 1993).

Alguns modelos conceituais de interações praia-duna têm sido desenvolvidos (Hesp, 1982, 1988, 1999; Short & Hesp, 1982; Short, 1988; Psuty, 1988, 1992; Law & Davidson-Arnott, 1990; Davidson-Arnott & Law, 1996) como uma tentativa de explicar como os processos interagem e quais suas relativas importâncias. Entretanto, existem trabalhos que apenas abordam superficialmente distintos aspectos deste complexo tópico (Sherman & Bauer, 1993). Sendo assim, este é um assunto que ainda requer novos estudos, para que então possa ser possível explicar quais são os fatores limitantes e quando estes modelos podem refletir a natureza deste sistema dinâmico.

A seguir serão analisados em maior detalhe alguns dos modelos propostos na literatura, considerados os mais pertinentes em relação ao tema.

##### **Short & Hesp (1982)**

Ao longo da costa de New South Wales (NSW), Austrália, vários pesquisadores australianos iniciaram observações em relação ao aumento na altura da duna frontal ao longo da costa e atribuíram esta variação ao aumento da exposição à energia do vento (Hesp, 1988). Beasley (1947) e Wright (1970) notaram que as dunas frontais mais altas também ocorrem nas praias mais largas e mais planas, e Wearne (1977) observou que a maior acresção inicial das dunas após erosão por tempestades ocorreu em praias mais planas e de maior energia.

Estudos realizados por Short & Hesp (1982); Hesp (1988); Short (1988) demonstram que na costa sudeste da Austrália existe uma relação positiva entre o nível de energia (altura) de onda, estado morfodinâmico da praia e o tipo, extensão e volume da duna frontal. Desta forma, os autores formularam um modelo que assume que a forma e extensão das dunas dependem do tipo morfodinâmico da praia, o qual, por sua vez, controla o aporte de sedimentos a partir praia adjacente através de dois fatores principais: ondas, determinando o tipo de zona de surfe e regulando o transporte de sedimentos em direção à praia;

e características morfológicas da face praial e pós-praia, que exercem um importante efeito no potencial eólico de transporte de sedimentos (Quadro 1.1). Importante neste modelo é a conexão entre as ondas, a forma da praia e o transporte eólico para o desenvolvimento da duna frontal. As ondas determinam o tipo de zona de surfe e potencialmente o tipo morfodinâmico de praia e mobilidade do perfil praial (ver Figura 1.4). A declividade da praia emersa e sua mobilidade temporal, dadas pelo tipo morfodinâmico de praia, influenciam o transporte eólico e o crescimento potencial dos sistemas de dunas. Para testar este modelo, primeiramente proposto por Hesp (1982), foram monitoradas taxas de acreção de dunas frontais em NSW. Os resultados mostram que o aumento do transporte eólico em direção à costa aumenta com o aumento da largura da praia e decréscimo da declividade, isto é, aumento das características dissipativas da praia, pela combinação de baixa mobilidade do perfil praial e alto potencial de transporte eólico

Quadro 1.1: Sumário do modelo de interações entre onda-praia-duna (modificado de Short & Hesp, 1982).

	Estágio morfodinâmico modal				
	Dissipativo	Intermediário	Intermediário	Intermediário	Reflectivo
Taxas de transporte de sedimentos	Alta	Alta a moderada	Moderada	Moderada a baixa	Baixa
Dunas dominantes	Campos de dunas transgressivas de grande extensão	Grandes dunas parabólicas e lençóis de areia	Grandes dunas parabólicas e <i>blowouts</i>	Dunas frontais dissecadas com <i>blowouts</i>	Duna frontal linear com pequenos <i>blowouts</i>
Tamanho da duna frontal	Grande	Grande a moderada	Moderada	Moderada a pequena	Pequena
Escarpa da duna	Contínua	<i>Rip embayments</i> (>1 km de espaçamento)	<i>Rip embayments</i> (0,5-1 km de espaçamento)	<i>Rip embayments</i> (<0,5 km de espaçamento)	Contínua
Frequência de ataque das ondas	Baixa	Moderada	Moderada	Moderada	Alta
Índice de mobilidade da praia	Baixo	Baixo a moderado	Alto	Baixo a moderado	Baixo
Probabilidade de destruição da duna frontal por século	Moderada	Moderada a alta	Alta	Moderada a baixa	Baixa

Praias modalmente dissipativas possuem alta energia de onda, uma zona de surfe ampla consistindo de bancos paralelos e cavas, uma baixo gradiente,

uma grande área de praia emersa com pouca mobilidade, alto potencial de transporte eólico de sedimentos e dunas frontais potencialmente grandes (Quadro 1.1). Ao longo do tempo (centenas de anos), o alto potencial de transporte de sedimentos, em direção ao continente, pela ação das ondas, disponibiliza um grande volume de sedimentos para a formação das dunas. Assim, os campos de dunas são maiores em volume e extensão em praias dissipativas. Praias dissipativas também podem existir sob condições de baixa energia de onda, onde a areia é muito fina e/ou muito abundante e a erosão praia-duna é rara. Dunas costeiras são de tamanho moderado, bastante estáveis e vegetadas, e topograficamente bastante regulares (Figura 1.15).

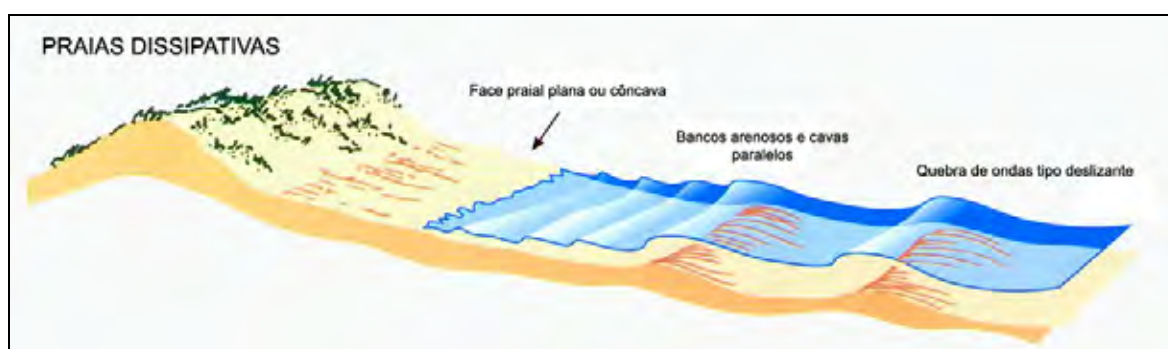


Figura 1.15: Morfologia das dunas em praias dissipativas, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000).

Praias intermediárias são caracterizadas pela moderada energia de onda, zonas de surfe complexas, consistindo de topografias rítmicas tridimensionais incluindo bancos e cavas alternados, e escalas variadas de sistemas de correntes. O transporte eólico em direção ao continente é função do volume de areia praial disponível, da forma e largura da praia subaérea, e da natureza do fluxo aerodinâmico transversal à costa. Assumindo a presença de vegetação para trapear a areia eólica no pós-praia, variações destes fatores determinam as variações na morfologia das dunas (Figura 1.16).

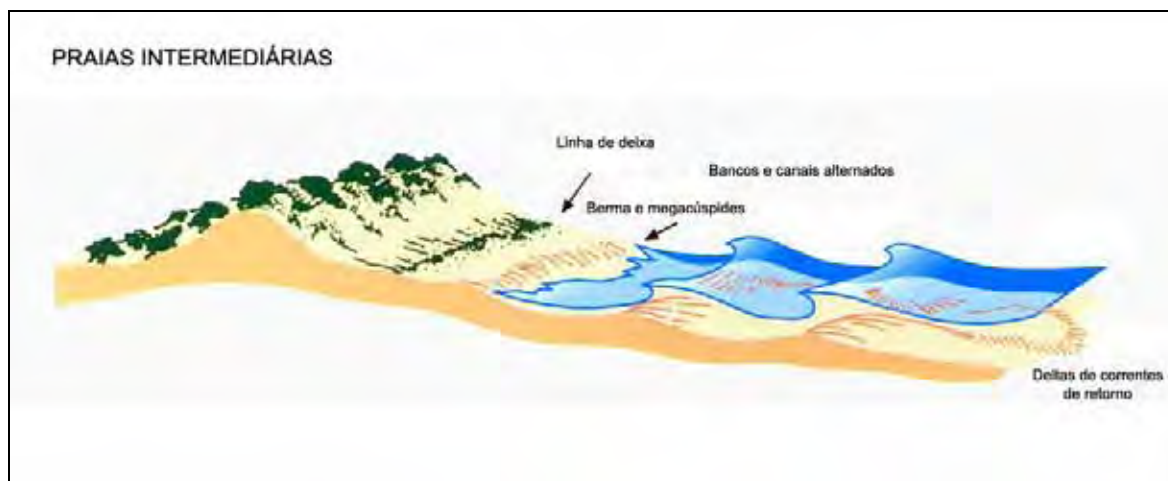


Figura 1.16: Morfologia das dunas em praias intermediárias, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000).

Praias reflectivas são caracterizadas por baixa energia de onda, pequena ou mínima zona de surfe, alta declividade, pouca mobilidade da estreita praia subaérea, grande perturbação do fluxo de vento, potencial de transporte eólico muito baixo e pequenas dunas frontais. A formação de dunas costeiras é limitada ou não existente (Figura 1.17).

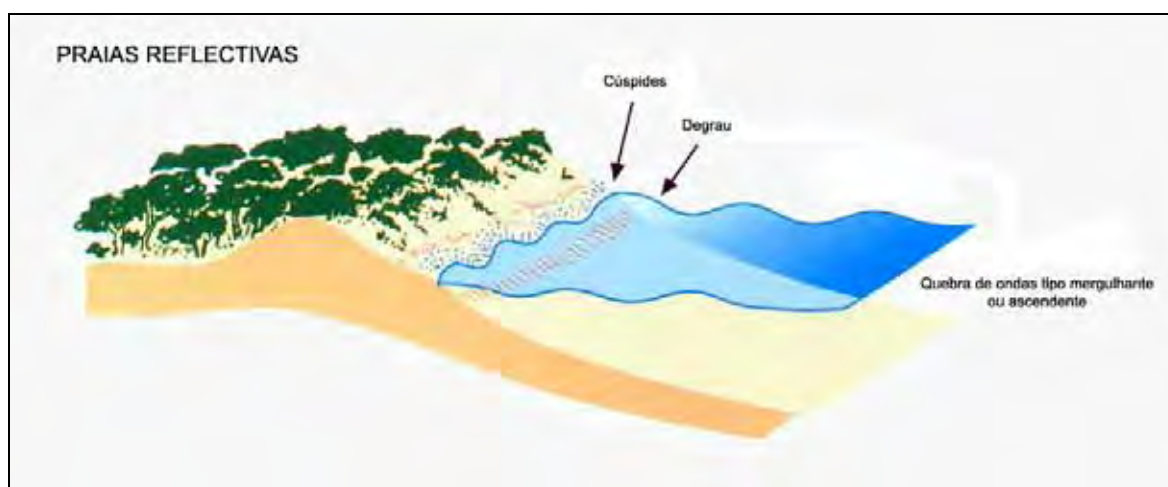


Figura 1.17: Morfologia das dunas em praias reflectivas, de acordo com o modelo proposto por Short & Hesp (1982) (modificado de Hesp, 2000).

O gradiente e a largura da praia subaérea têm um efeito pronunciado na taxa de transporte potencial de sedimentos eólicos transportados em direção ao continente. Em geral, quando existe um fluxo através de uma superfície, quanto mais plana for esta, menos a velocidade varia ou é reduzida, e maior o potencial de transporte de sedimentos (Bowen & Lindley, 1977; Hsu, 1977). Mudanças topográficas abruptas induzem mudanças nos campos de velocidade, resultando

em separação do fluxo, e desenvolvimento do limite da camada interna. Estes fatores reduzem os gradientes de velocidade, o atrito e o volume de sedimentos transportados. Conseqüentemente, a morfologia característica, subaérea ou topográfica da praia, tem um efeito direto no volume e taxa de transporte de sedimentos em direção ao continente (Hesp, 1982).

Em praias dissipativas, ocorre mínima perturbação do fluxo do vento e o potencial de transporte eólico por ventos em direção à costa é máximo. Durante a maré baixa, este transporte é ainda maior. Em praias intermediárias, variações morfológicas longitudinais podem ser pronunciadas e o transporte eólico varia entre moderado e relativamente alto. O transporte de sedimentos em praias reflectivas é mínimo na face da berma devido à presença usual de areia úmida e/ou espriamento, levando a uma estreita área de pós-praia disponível para o transporte eólico (Short & Hesp, 1982) (Figura 1.18). Por esta razão, dunas frontais são potencialmente maiores em praias modalmente dissipativas, de tamanho moderado em praias intermediárias e pequenas em praias reflectivas.

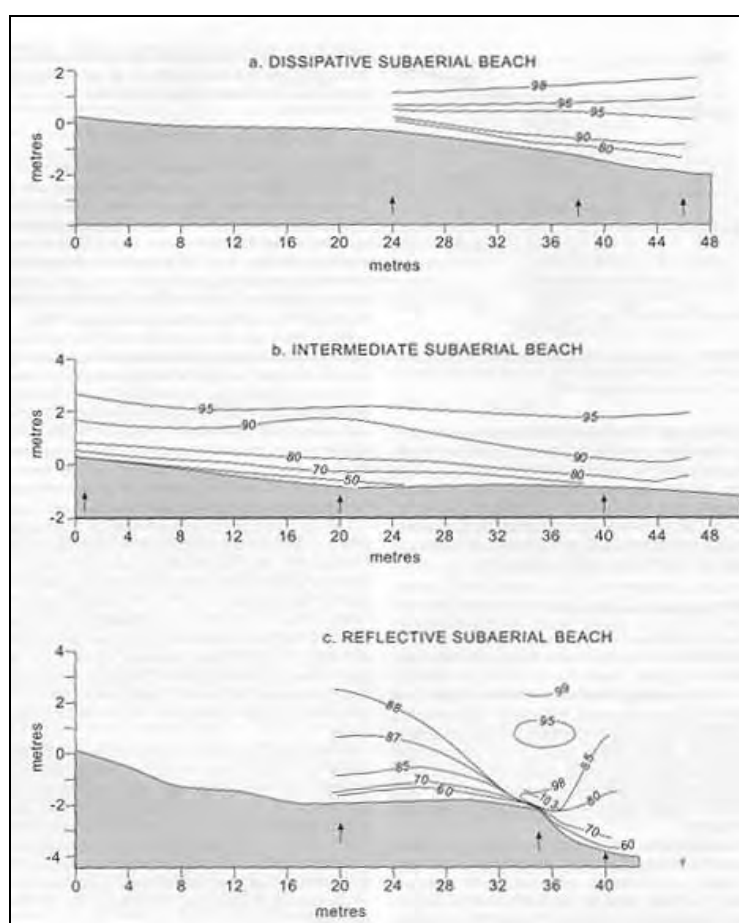


Figura 1.18: Padrão do fluxo do vento em diferentes declividades (Short & Hesp, 1982).



## Balanço de sedimentos (Psuty, 1988)

Psuty (1986, 1988) propôs um modelo conceitual onde os sistemas praia e duna são controlados inteiramente pelo balanço sedimentar, sendo as características morfológicas do pós-praia e da duna relacionadas à este balanço. De acordo com este modelo, a praia e a duna possuem balanços sedimentares independentes, embora inter-relacionados. As condições ótimas para desenvolvimento da duna frontal dão-se quando o balanço sedimentar da praia é levemente negativo, e existe uma tendência contínua dos sedimentos em serem transportados da praia em direção à porção mais alta do perfil, a duna frontal. No caso de um aporte sedimentar para a costa, suficiente para favorecer sua progradação (praia e duna em balanço sedimentar positivo), o modelo sugere que a topografia resultante é de cordões de praia (*beach ridges*). Quando a praia e a duna possuem balanços negativos, a tendência é de uma erosão geral da costa e desenvolvimento de leques de sobrelavagem (*washovers*) (Figuras 1.19 e 1.20).

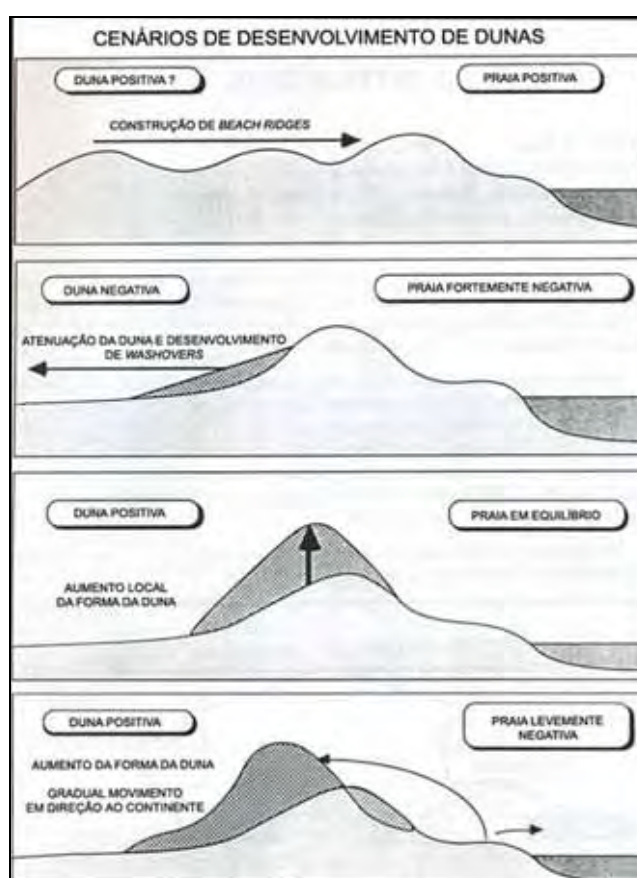


Figura 1.19: Morfologia da praia e da duna, de acordo com as combinações entre os balanços de sedimentos de ambos os sistemas (modificado de Psuty, 1988).

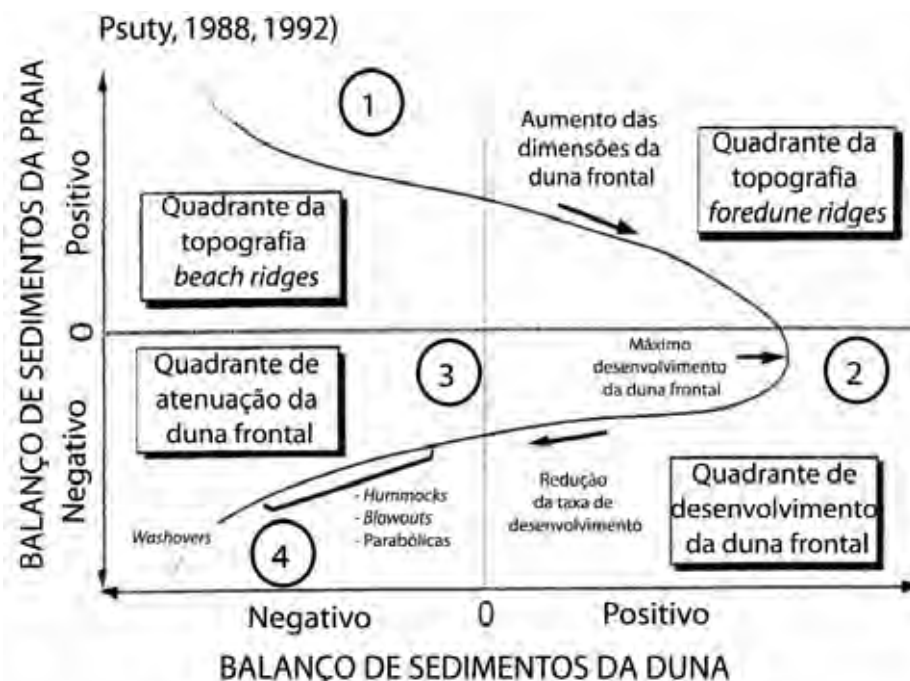


Figura 1.20: Diagrama das combinações entre os balanços de sedimentos da praia e da duna e as morfologias resultantes (modificado de Psuty, 1988; 1992).

Psuty (1992) publicou uma nova versão de seu modelo anterior adicionando uma componente longitudinal, relacionando o desenvolvimento da duna frontal e o volume de sedimentos com gradientes de aporte de sedimentos ao longo da costa. Este modelo determina que a forma da duna é o produto dos balanços sedimentares da praia e da duna, e quando esta combinação varia a forma da duna segue uma sequência com morfologias características.

Psuty (1992), desta vez, enfatiza que o modelo é aplicável somente à duna frontal, pois esta é a porção do perfil praia/duna que efetivamente participa da troca de sedimentos com a praia. Neste caso, em um delta fluvial por exemplo, a associação espacial inicia adjacente à desembocadura fluvial, onde existe um balanço sedimentar altamente positivo na praia e negativo na duna, favorecendo o desenvolvimento de cordões de dunas frontais de pequeno tamanho, pois a rápida progradação da praia restringe o transporte de sedimentos para a duna frontal adjacente. Neste caso, o perfil praial é realocado em direção ao mar, levando ao desenvolvimento de cordões de dunas frontais. Ao longo da costa, no sentido da corrente litorânea, ocorre um decréscimo no balanço sedimentar da praia, seguido por um aumento no balanço sedimentar da duna. No contexto morfológico, a duna frontal é baixa nas adjacências da desembocadura fluvial, aumenta em dimensão no sentido da corrente, e o número de cordões de dunas

diminui até chegar a um ponto neste contínuo morfológico onde existe uma única e extensa duna frontal, o que de acordo com o modelo indica que a praia está em balanço de sedimentos levemente negativo (praia está perdendo sedimentos para a duna) (Figura 1.21). Ao longo da costa, cada vez mais distante da fonte de sedimentos, o modelo assume que a praia permanece com balanço de sedimentos cada vez mais negativo, fazendo com que a duna perca sua fonte de sedimentos e também entre em balanço negativo, até chegar a um ponto onde a duna frontal desaparece do perfil, ocorrendo erosão generalizada na costa, e a formação de campos de dunas transgressivas.

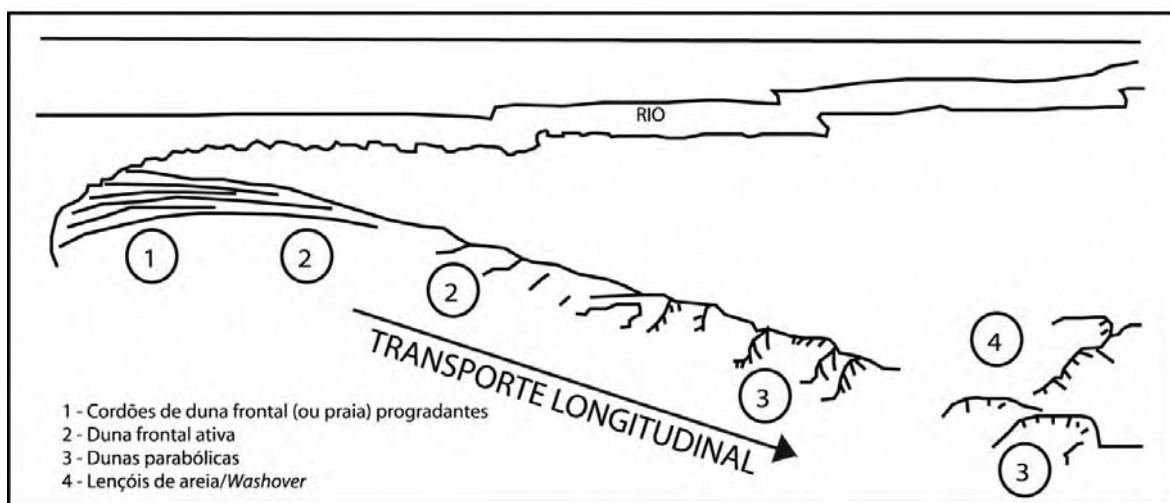


Figura 1.21: Desenvolvimento morfológico da duna frontal de acordo com o gradiente do aporte sedimentar ao longo da costa (Psuty, 1992).

A combinação de ambos modelos de desenvolvimento de dunas frontais em um perfil transversal (Psuty, 1988) e longitudinal (Psuty, 1992), gerou uma outra versão do mesmo tema onde Psuty (2004) enfatiza que o elemento essencial deste(s) modelo(s) é que, com um balanço positivo de sedimentos na praia, as dimensões da duna frontal estão inversamente relacionadas à acresção da praia (Figura 1.22).

Neste modelo, entre os gradientes de aporte sedimentar muito alto e muito baixo, ocorre uma resposta dos sistemas praia e duna em relação a estes gradientes. Este modelo se apresenta como uma sequência lateral de diferentes morfologias da duna frontal, que variam espacial e/ou temporalmente (Psuty, 2004).

A duna frontal começa a acumular sedimentos quando a taxa de progradação da praia (balanço de sedimentos positivo) diminui, tendo seu máximo desenvolvimento com a praia em balanço levemente negativo (Psuty, 1988; 2004). Existe um ponto neste *continuum* onde o balanço negativo da praia e da duna, e a transferência de sedimentos para o continente (e potencial perda destes sedimentos do sistema) favorece a dissecação da duna frontal e desenvolvimento de *blowouts* e dunas parabólicas. Ainda neste contexto de balanço negativo de sedimentos, a transferência de sedimentos para a duna frontal, pela praia, pode ser menor do que o volume de sedimentos que está sendo transferido para o continente, levando à destruição da duna frontal. Eventualmente, de acordo com Psuty (2004), *washover* e lençóis de areia dominarão o extremo estágio negativo do *continuum* (Psuty, 2004; pag 23, Figura 1.22).

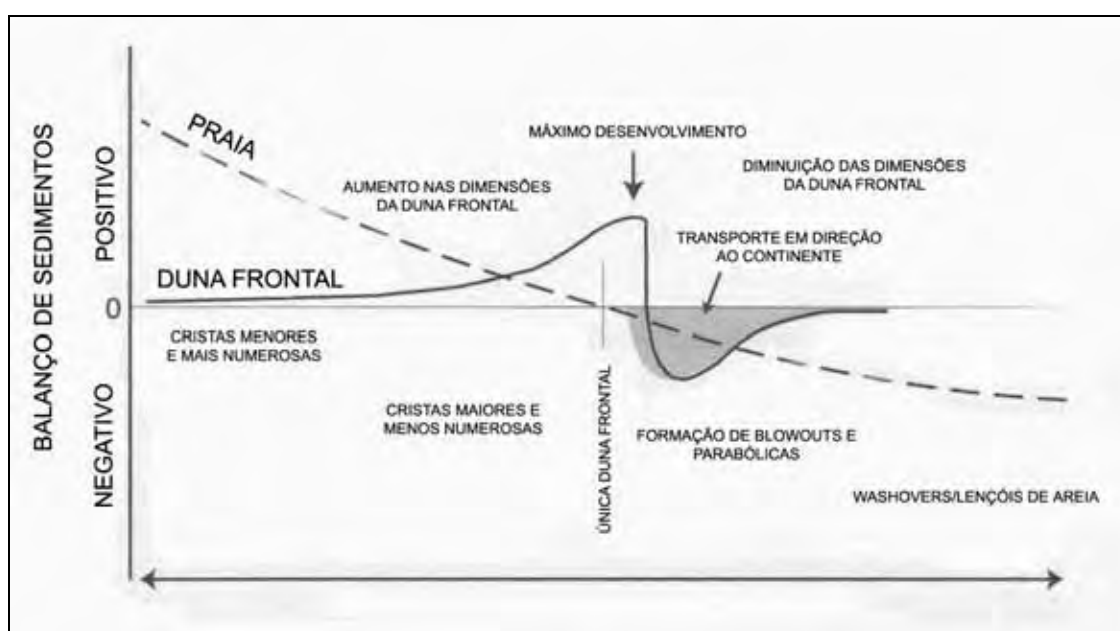


Figura 1.22: Modelo conceitual de desenvolvimento da praia e da duna em relação ao balanço de sedimentos (modificado de Psuty, 2004).

### Largura da praia (Davidson-Arnott & Law, 1990)

A largura da praia também tem sido descrita como importante fator controlador no desenvolvimento da duna frontal (Davidson-Arnott, 1988; Nickling & Davidson-Arnott, 1990; Davidson-Arnott, *et al.*, 1997). Davidson-Arnott & Law (1996), citam três maneiras pelas quais a largura da praia pode exercer este controle: (1) em conjunto com a direção do vento, determina a largura da fonte e a taxa instantânea de transporte de sedimentos para uma dada velocidade de

vento; (2) junto com a espessura de sedimentos acima do lençol freático, determina o volume total de sedimentos a ser transportado sob um conjunto de condições; e (3) influencia indiretamente o transporte de sedimentos através de seu efeito na forma e declividade da praia.

Estudos de Davidson-Arnott (1988) e Davidson-Arnott & Law (1990) em Long Point, Lago Erie, demonstram que a largura da praia pode reduzir a importância de ventos mais fortes e aumentar a importância de ventos moderados. Ventos de grande magnitude, em direção à costa, são geralmente acompanhados de tempestades, diminuindo a largura da praia e a fonte de sedimentos para a duna frontal. Na área deste estudo, os ventos mais efetivos para transporte de sedimentos da praia para a duna parecem ser os de magnitude moderada, incidindo com um certo ângulo em relação à costa, pois neste caso a altura de onda e a elevação do nível do mar são muito menores que quando com ventos de mesma magnitude incidindo em direção à costa.

O modelo descrito por Law & Davidson-Arnott (1990) mostra que existem padrões sazonais distintos no volume de sedimentos supridos da praia para a duna frontal, na localização da deposição dos sedimentos e no grau de mobilidade no interior da duna embrionária e no sistema de duna frontal. Em geral, o aporte de sedimentos da praia é menos restrito no final do verão e outono, quando a largura da praia é maior e o lençol freático está em seu nível mais baixo. O aporte sedimentar é drasticamente mais reduzido no inverno devido ao congelamento da água intersticial e presença de neve, apesar dos ventos serem mais intensos e da cobertura vegetal diminuir. Variações sazonais da cobertura vegetal da duna embrionária e da declividade da face da duna frontal voltada para o vento é um importante fator no controle da mobilidade de areia e localização da deposição dos sedimentos.

Segundo estes autores, o desenvolvimento, a longo prazo, do sistema de dunas costeiras é controlado por três conjuntos de fatores: (1) fatores que determinam o limite superior do volume potencial de sedimentos para as dunas, pelo controle das taxas de transporte eólico; (2) fatores que controlam o balanço do sistema litorâneo e o volume potencial de sedimentos disponível para construção das dunas e progradação da praia; e (3) fatores externos como

mudanças no nível do mar, que podem alterar a localização da linha de costa e o balanço de sedimentos litorâneos a longo prazo.

Essencialmente, estes autores demonstraram que praias mais largas apresentam maiores taxas de transporte eólico de sedimentos, exatamente o que Short & Hesp (1982) argumentaram.

### **Incidência de furacões e déficit sedimentar (Ritchie & Penland, 1990)**

Estes autores, estudando a costa do Estado da Louisiana (EUA), desenvolveram um modelo considerando a evolução da barreira costeira após furacões, mostrando a variabilidade lateral e complexidade morfológica da barreira. Além disso, nesta área de estudo, o aporte de sedimentos é baixo, a taxa de subsidência é alta, além de apresentar características peculiares de um ambiente geológico inserido dentro de uma planície costeira deltaica, sujeita a distintos padrões de incidência regional de ondas e marés dentro do Golfo do México. Neste caso, os seguintes fatores controlam o crescimento das dunas: frequência de tempestades e *overwash*, relativa deficiência de sedimentos dentro do sistema praia-duna, e proporção de área coberta por areia e conchas.

A figura 1.23 mostra a classificação das dunas desenvolvida pelos autores, aplicáveis em costas como a da Louisiana. A sequência inicia em um segmento transgressivo da barreira, com baixa altitude ou plano, com grande frequência de *overwash* e erosão pelas ondas. Em direção ao segmento terminal da barreira, a altura e estabilidade da duna frontal aumenta, até a formação de uma duna frontal estável no segmento temporariamente estacionário, e desenvolvimento de cordões de dunas frontais progradantes, resultado do transporte longitudinal de sedimentos. Muitas vezes esta sequência não é concluída, pois não há tempo suficiente para completar o ciclo graças à contínua erosão da barreira por tempestades, além do ataque por furacões que pode ocorrer a cada 12 anos. Hesp & Short (1999) modificaram os termos desta Figura por aqueles nos quais os autores acreditam serem mais corretos para nomear tais morfologias.

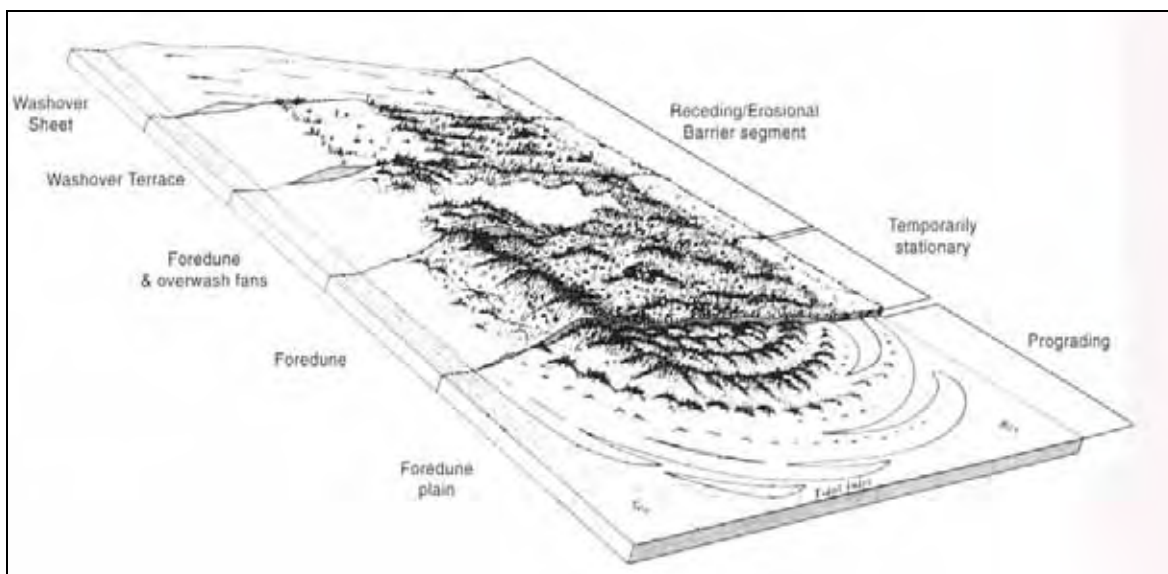


Figura 1.23: Exemplo de uma barreira da costa da Louisiana, ilustrando a variabilidade morfológica relacionada ao aporte de sedimentos e taxas de erosão (Hesp & Short, 1999; modificado de Ritchie & Penland, 1990).

Este modelo essencialmente explica que a evolução da barreira está intimamente ligada ao desenvolvimento das dunas frontais. Em costas dominadas por tempestades e furacões, como a da Louisiana, o desenvolvimento da duna frontal está relacionado à periodicidade de tempestades e de ocorrências de grandes furacões. A sequência de desenvolvimento pode iniciar logo após a incidência de um furacão, o qual pode destruir a duna frontal e modificar a linha de costa bruscamente, sem a passagem pelas fases intermediárias. Mesmo com a ocorrência de pequenas tempestades, que em curto prazo podem erodir a duna frontal e produzir um déficit de sedimentos, a costa pode continuar recebendo sedimentos e progredir. Desta forma, em médio prazo a duna pode continuar crescendo, até a nova incidência de um furacão provocar novamente a erosão da barreira (Figura 1.24).

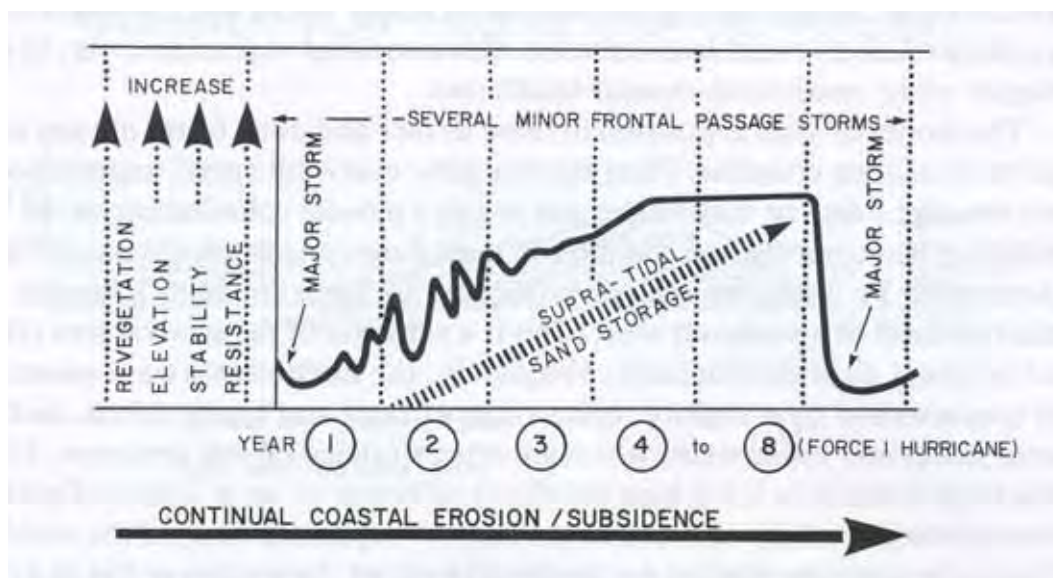


Figura 1.24: Ciclos de erosão e acreção definidos pela incidência de tempestades e furacões (Ritchie & Penland, 1990).

### **Sherman & Bauer (1993)**

Sherman & Bauer (1993) assumem que a face praial e pós-praia têm importantes papéis na dinâmica praia-duna, tais como: dissipador ou refletor da energia das ondas; fonte de sedimentos para a zona de surfe durante tempestades ou ocorrência de vento soprando em direção ao mar; sumidouro de sedimentos durante reconstituição da praia em épocas de mar calmo; e influência no transporte eólico de sedimentos através do pós-praia, pelo controle da largura da fonte de sedimentos, distribuição do tamanho de grão e condições de humidade do sedimento.

Sherman & Bauer (1993) e Sherman & Lyons (1994), demonstraram como o modelo proposto por Short & Hesp (1982) é consistente, utilizando equações que relacionam topografia, sedimentologia e variáveis meteorológicas em praias dissipativas e reflectivas, para prever taxas de fluxos sedimentares. (Bauer & Sherman, 1999).

Bauer & Sherman (1999) argumentam que o modelo de Short & Hesp (1982) é “um dos modelos mais completos de equilíbrio de dunas costeiras” (Bauer & Sherman, 1999; pág. 96). O sumário deste modelo é mostrado na Quadro 1.1. Neste artigo, os autores consideram que o trabalho de Davidson Arnott & Law (1996), nos Grandes Lagos, mostra que as variações na largura da praia controlam as variações nas deposições de sedimentos. Entretanto, isto



parece enfatizar o modelo de Short & Hesp (1982) o qual relaciona largura e mobilidade da praia com tamanho da duna frontal e volume do campo de dunas. Bauer & Sherman (1999) então sugerem que deve ser possível fazer uma versão mais geral e aplicável do modelo de Short & Hesp (1982), o qual seria, de acordo com Bauer & Sherman (1999; pág. 98):

*“a criação de um espaço tri-dimensional com os três seguintes eixos: (1) estados morfodinâmicos entre dissipativo e reflectivo; (2) tendência da linha de costa em progradar (costa emergente, regressiva) ou erodir (costa submergente, transgressiva) e (3) processos dinâmicos de longo e curto prazo”*

Sherman & Bauer (1993) analisaram o modelo proposto por Psuty (1988; 1992) e propuseram mais cinco cenários adicionados aos 4 propostos, intencionando adicionar cenários associados a escalas meso-temporais, e combinar os tipos de dunas e processos propostos por Short & Hesp (1982) com variações no aporte de sedimentos de Psuty. Os autores consideram morfologias “indeterminadas”, quando determinado processo não possui uma forma resultante que lhe seja característica (Quadro 1.2).

Quadro 1.2: Cenários de desenvolvimento das morfologias praia-duna frontal propostos por Sherman & Bauer (1993) em adição ao modelo proposto por Psuty (1988).

Balanco de sedimentos da praia	Balanco de sedimentos da duna	Morfologia	Processo
Positivo	Positivo	Cristas de praia ou duna ( <i>beach ridges</i> ou <i>foredunes</i> )	Grande aporte de sedimentos ( <i>dune-ridge</i> Psuty)
Positivo	Equilíbrio	Indeterminado	Velocidade do vento está abaixo da velocidade crítica para movimentar os grãos ou existe transporte através das dunas sem acúmulo líquido
Positivo	Negativo	Corredores de deflação ( <i>blowouts</i> )	( <i>beach ridge</i> Psuty) O transporte de sedimentos da praia para a duna é menor que para fora da duna, principalmente pela diminuição da cobertura vegetal
Equilíbrio	Positivo	Crescimento da duna no local	Ventos removem sedimentos da praia e depositam na duna frontal na mesma taxa em que o sedimento é aportado à praia pela zona de surfe.
Equilíbrio	Equilíbrio	Indeterminado	Sedimentos são movimentados dentro deste sistema mas com pequena alteração de seu volume
Equilíbrio	Negativo	Corredores de deflação ( <i>blowouts</i> )	Desestabilização da vegetação, impacto antrópico
Negativo	Positivo	Crescimento da duna e migração em direção ao continente	Desenvolvimento da duna frontal (Psuty). Erosão da praia pode escarpar a face da duna frontal desestabilizando a vegetação e deixando uma superfície livre para transporte eólico
Negativo	Equilíbrio	Indeterminado	Duna frontal migrando em direção ao continente com retração da linha de costa. Equilíbrio pode variar em curta escala de tempo
Negativo	Negativo	Erosão da duna e <i>washover</i>	Atenuação da duna frontal (Psuty) Ataque das dunas pelas ondas de tempestade, erosão da linha de costa

#### 1.4.2. Discussão e críticas dos modelos

Os modelos propostos na literatura não representam uma descrição definitiva dos processos ocorrentes nas interações entre os sistemas praia-duna. A seguir será apresentada uma breve crítica a respeito dos mais importantes

modelos de interações praia-duna, apresentados pelos autores mencionados anteriormente.

- Balanço de sedimentos proposto por Psuty (1988, 1992, 2004):

Os conceitos publicados por Psuty (1988, 1992, 2004), em seus modelos de desenvolvimento de dunas frontais, são teóricos, e a única parte do modelo em que dados de campo comprovam sua aplicabilidade é no caso de máximo desenvolvimento da duna frontal quando a praia está em balanço de sedimentos levemente negativo. Para o modelo proposto por Psuty (1988, 1992, 2004) é essencial que as trocas sedimentares sejam apenas entre praia e duna frontal. Entretanto, para isso, deve-se desconsiderar possíveis trocas com a zona de surfe e a formação de bancos arenosos, processos comuns em épocas de tempestades. Essencial, no caso de interações entre praia e duna, é a direção para onde os sedimentos são transportados, e o que define isto é a incidência do vento e das ondas em relação à linha de costa. A praia pode estar em balanço de sedimentos levemente negativo, mas se o vento for em direção ao mar, ou longitudinal à costa, estes sedimentos não serão transferidos para a duna frontal, mas sim podem ser perdidos do sistema.

No modelo proposto por Psuty (2004), fica pouco esclarecido qual o mecanismo responsável para que a duna frontal volte a estar em equilíbrio (balanço de sedimentos igual a zero) quando a praia está altamente erosiva (Figura 1.22). Levando em consideração o que foi proposto neste modelo, mesmo com a praia em contínua erosão a duna frontal pode ter seu máximo desenvolvimento, entrar em balanço negativo (transporte de sedimentos em direção ao continente) e depois voltar ao balanço de sedimentos igual a zero, o que implicaria em um ganho de sedimentos para a duna frontal. Desta forma, uma pergunta é pertinente: considerando apenas a relação entre balanço de sedimentos praia/duna, qual a fonte dos sedimentos responsável para que a duna frontal volte a crescer se a praia está continuamente perdendo sedimentos? Qual a escala temporal envolvida neste processo?

Nos modelos propostos por Psuty (1988, 1992, 2004), a formação de campos de dunas transgressivas é atribuída ao balanço de sedimentos extremamente negativos para a praia e duna. No caso de balanços sedimentares

positivos em ambos os sistemas, Psuty (1988) mostra que a resultante progradação da costa favorece desenvolvimento de *beach-ridges*. Entretanto, de acordo com o modelo descrito por Short & Hesp (1982), um grande aporte sedimentar derivado a partir de processos de transporte de sedimentos na antepraia e plataforma interna (balanço de sedimentos positivo), pode desenvolver campos de dunas transgressivas com grande volume de sedimentos.

O modelo de Psuty (1988, 1992) ainda afirma que formas erosivas de dunas são encontradas em costas com balanço de sedimentos predominantemente negativos. Entretanto, dunas parabólicas, *blowouts* e campo de dunas transgressivas também são encontrados em muitos locais com balanço positivo de sedimentos, onde o vento possui intensidade suficiente para produzir estas morfologias erosivas. Dunas frontais também podem ser desenvolvidas em locais com balanço de sedimentos positivo (Hesp, 1984a; Hesp & Short, 1999; Dillenburg *et al.*, 2006; Hesp *et al.*, *submetido*).

Psuty (1992), em seu modelo de desenvolvimento da duna frontal ao longo da costa, relacionado ao gradiente longitudinal do aporte de sedimentos, no exemplo do sistema de delta fluvial, mostra que em direção à corrente, o balanço da praia diminui enquanto que o da duna aumenta. Morfologicamente isto reflete um gradiente a partir de cordões progradantes de dunas frontais até *washovers* e *blowouts*, como resultado do decréscimo do aporte sedimentar. Poderíamos adicionar a este modelo, uma célula fechada de transporte de sedimentos, como uma praia de enseada. Neste caso, a topografia resultante seria a oposta, um acúmulo contínuo de sedimentos no promontório, no sentido da corrente, levaria a um balanço positivo da praia e, neste caso, um desenvolvimento de campos de dunas transgressivas como proposto por Short & Hesp (1982) ou *beach ridges*, como descrito por Psuty (1988, 1992)?

O mais crítico é que o modelo de Psuty (1988, 1992, 2004) leva em consideração um único fator: aporte de sedimentos. Não considera, portanto, morfologia e dinâmica da zona de surfe, energia do vento, mudanças da linha de costa (progradação, estabilidade, retração) a longo prazo (centenas a milhares de anos).

- Short & Hesp (1982)

De acordo com Sherman & Bauer (1993), o modelo de Short & Hesp (1982) foi proposto para a costa sudeste da Austrália e não pretende ser universal. O modelo não leva em conta, por exemplo, costas localizadas em baixas latitudes, sujeitas a tempestades tropicais, onde em um período de 100 anos a probabilidade de furacões modificarem a paisagem é bastante alta.

Este modelo considera que o aporte sedimentar é suficiente para transportar sedimentos para a duna frontal, o que pode gerar interpretações equivocadas ou a não aplicabilidade do modelo em costas onde existam variações espaço-temporais no aporte de sedimentos, ou em costas com baixo aporte sedimentar. Desta forma, para o modelo de Short & Hesp (1982) funcionar, deve haver um mínimo aporte sedimentar necessário, o qual não foi determinado no modelo. Por exemplo, na costa da Califórnia e do Oregon e ainda em praias de alta energia (intermediárias a dissipativas) como na região de Itapema (Santa Catarina), a qual recebe um aporte mínimo de sedimentos, existe somente a praia e não as dunas (Hesp, *com. pessoal*, 2005). Este modelo também não considera gradientes longitudinais de aporte sedimentar, com sedimentos sendo transportados e acumulando em um lado e erodindo em outro.

Ainda, apesar de estes autores considerarem uma costa com ventos soprando em sua direção e tamanho de grão mediano, é necessário considerar a aplicabilidade deste modelo em costas onde o vento predominante não é perpendicular à costa, e onde ocorrem mudanças no tamanho de grão. Exemplos são as praias de Guarda e Ibiraguera, em Santa Catarina, onde os campos de dunas estão migrando ao longo da costa. Nesta situação, é possível que ocorra um grande campo de dunas transgressivas na retaguarda de uma praia reflectiva, se esta praia estiver localizada na porção final do sistema, na direção do vento.

O modelo também implica em uma intensidade do vento suficiente para movimentar o sedimento em direção à costa. Se a energia do vento for muita baixa, como em zonas costeiras tropicais, o transporte eólico para a costa pode ser limitado.

- Modelo da Louisiana (Ritchie & Penland, 1990)

Este modelo descreve uma barreira dominada por subsidência, baixo aporte sedimentar, aumento do nível do mar e furacões de grande magnitude. Parece ser muito bem aplicável à costa da Louisiana, o que poderia ser aplicável também às demais partes da costa dos EUA (do Golfo e costa leste americana), onde as mesmas condições ocorrem (exceto a subsidência). Desta forma, não é aplicável para costas como as australianas e brasileiras, por exemplo. É um modelo aplicável apenas localmente e com condições específicas. O modelo não considera nenhum tipo de dunas que não seja a duna frontal e cordões de dunas frontais progradantes.

- Davidson Arnott & Law (1990)

Os autores examinaram variações temporais e espaciais no aporte de sedimentos, relacionadas à migração longitudinal de um banco submerso. A largura da praia variou como função da conexão do banco na praia. Os autores não consideraram a mudança do tipo de zona de surfe que poderia ocorrer com tal variação espacial da morfologia da barreira, nem mesmo a relação da largura da praia com o tipo de zona de surfe (dissipativo ou reflectivo).

- Sherman & Bauer (1993)

Sherman & Bauer (1993) revisaram os modelos de Short & Hesp (1982) e Psuty (1988, 1992) mas essencialmente tentaram expandir o modelo de Psuty. Seu “modelo conceitual” possui nove cenários de balanço de sedimentos da praia / balanço de sedimentos da duna, sendo que cinco foram adicionados aos quatro quadrantes de balanço de sedimentos de Psuty (1988, 1992). Entretanto, para três destes cenários adicionados, a morfologia resultante da duna é “indeterminada”. Na verdade, pouco contribuíram ao entendimento da relação entre desenvolvimento da duna frontal e interação praia-duna. Ainda, embora revisando o modelo de Short & Hesp (1982), o modelo de Sherman & Bauer (1993) (Tabela 1.3, pág. 433) ignora alguns tipos de dunas (campos de dunas transgressivas, por exemplo), embora mencionem posteriormente na discussão.

Não fazem um real esforço para combinar ambos os modelos de Short & Hesp (1982) e Psuty (1988, 1992).

Em subsequente trabalho, Bauer & Sherman (1999) revisaram novamente os modelos de Short & Hesp (1982) e Psuty (1988, 1992) e produziram somente uma lista de fatores que consideram necessários no desenvolvimento de modelos futuros.

### **1.5. Hipóteses**

O presente trabalho está fundamentado nas seguintes hipóteses:

#### **Energia de onda, deriva litorânea, refração de ondas e transporte de sedimentos.**

- A deriva litorânea no sentido norte explica o maior desenvolvimento do campo de dunas na porção norte da área de estudo.

- A deriva litorânea é convergente na zona central da praia e o vento é o fator determinante no desenvolvimento do campo de dunas ao norte.

- Energia e direção das ondas são os fatores mais importantes no desenvolvimento do campo de dunas.

#### **Tamanho de grão**

- A variação no tamanho de grão é controlada por fontes locais de sedimentos.

- A variação no tamanho de grão é controlada por uma deriva litorânea simples ou complexa.

- A variação no tamanho de grão é controlada por deriva litorânea e pela energia de onda (relação com tipo de zona de surfe).

#### **Ventos e desenvolvimento de dunas.**

- O vento é o fator determinante no desenvolvimento do tipo de dunas.

- Os ventos de NE apenas operam na área sul da praia e são paralelos à costa, ou em direção ao mar, do centro para o norte da praia.

- O tipo de praia é o fator determinante no desenvolvimento do tipo de dunas (modelo Short & Hesp, 1982)

- A orientação da praia é o fator controlador das variações longitudinais das dunas, pelo seu efeito no vento e na energia de onda.

- Variações longitudinais na vegetação são respostas às variações eólicas, estado morfodinâmico da praia, transporte e aporte de sedimentos (orientação da linha de costa).

### **Orientação da linha de costa e dinâmica praia-duna**

A orientação da linha de costa da praia de Moçambique apresenta uma variação em planta bastante acentuada, em torno de  $60^\circ$ , em uma área aproximada de 12 km. Esta forte modificação acarreta em distintos padrões longitudinais de altura e direção das ondas, bem como na velocidade e direção do vento. A dinâmica praia-duna é influenciada por estes padrões que são diferenciados ao longo da costa (diferenças morfodinâmicas da praia relacionadas à altura de onda e tamanho de grão), bem como influenciam também as características das dunas e vegetação, pela diferença de aporte eólico de sedimentos ao longo da costa e por variações nos ângulos de incidência do vento.

## **1.6. Objetivos**

### **1.6.1. Objetivo geral**

O objetivo geral desta tese é estabelecer a relação entre a orientação da linha de costa e a dinâmica do sistema praia-duna. A principal meta é propor um novo modelo de interações entre onda-praia-duna, incorporando outros fatores como aporte de sedimentos eólicos e marinhos, vegetação, direção do vento e orientação da linha de costa.



### 1.6.2. Objetivos específicos

Entre os objetivos específicos estão:

- Realizar mensalmente perfis topográficos das dunas frontais ao longo do embaçamento e determinar o transporte eólico líquido a cada 10° de curvatura do segmento praial;
- Obter perfis batimétricos da zona de surfe e antepraia, para caracterizar sua topografia e assim prover dados para análises de deriva litorânea e refração de ondas;
- Gerar modelo de refração de ondas para a área de estudo e examinar a variação da energia das ondas ao longo da praia;
- Analisar a direção predominante da deriva litorânea e os volumes de sedimentos transportados;
- Verificar a relação entre deriva litorânea, transporte de sedimentos, energia de ondas e padrão de distribuição dos sedimentos praias;
- Testar a hipótese de que o transporte preferencial de sedimentos é de sul para norte, e que isto explica o maior desenvolvimento do campo de dunas ao norte da praia;
- Determinar pontos de maior potencial erosivo;
- Verificar a hipótese de que ventos oriundos de nordeste apenas operam na área sul e são paralelos à costa, ou em direção ao mar, no trecho entre o centro e a área norte da praia;
- Coletar dados de vento, atuais e de longo prazo, construir rosas de vento e de areia para a área de estudo, e determinar o potencial líquido de transporte eólico de sedimentos e volume para os diferentes setores da praia, além de comparar volumes de transporte potencial e atual;
- Realizar levantamentos da diversidade e da cobertura vegetal na duna frontal;
- Analisar o registro aero-fotográfico dos anos de 1938, 1956, 1978, 1998 e 2002 e gerar mapas geomorfológicos para três períodos distintos, a fim de compreender variações de médio prazo no desenvolvimento da praia e das dunas

- Determinar as variações no volume de sedimentos holocênicos ao longo da praia, como uma medida aproximada da acumulação total líquida nos diferentes segmentos;

- Testar o modelo onda-praia-duna proposto por Short & Hesp (1982) e Hesp (1988).

- Testar o modelo proposto por Psuty (1988) de balanço de sedimentos entre praia e dunas;

- Construir um novo modelo, mais robusto, de interação entre onda-praia-duna, combinando aporte de sedimentos e orientação da linha de costa.

### **1.7. Características ambientais da área de estudo**

A área de estudo é o sistema praial Barra da Lagoa-Moçambique, localizada ao norte da Ilha de Santa Catarina, entre a Ponta das Aranhas ao norte (27°28'54,54" e 48°22'37,03") e a Ponta da Galheta ao sul (27°34'18,67" e 48°24'46,12" W) (Figura 1.25).

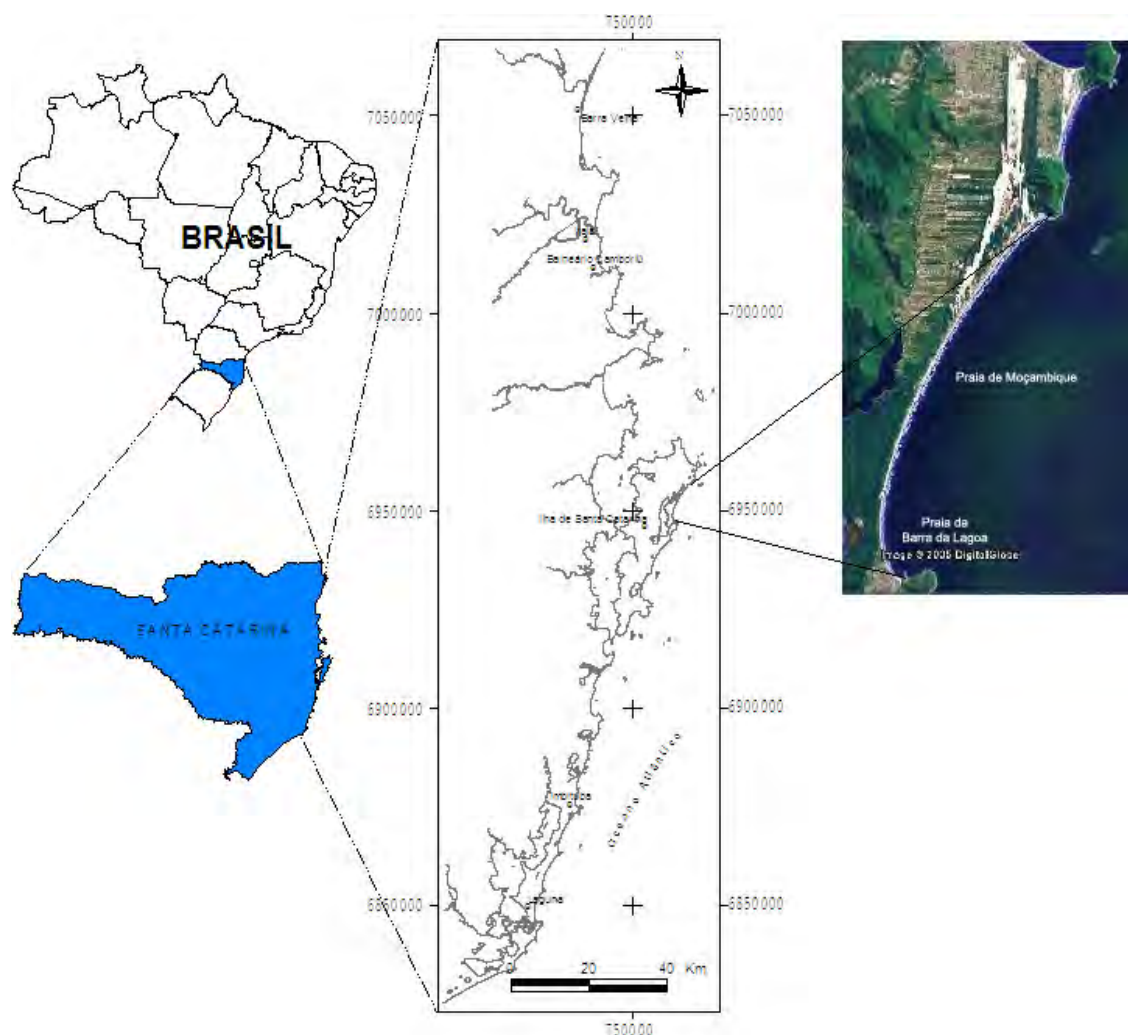


Figura 1.25: Área de estudo.

Esta área encontra-se, em parte, dentro do Parque Estadual do Rio Vermelho, o qual foi fundado em 1962. O Parque estende-se desde a Ponta das Aranhas até as proximidades da praia da Barra da Lagoa, localizada no extremo sul do sistema praias e que se encontra densamente povoada, em contraste com o restante da área. Neste trabalho, o sistema praias Barra da Lagoa-Moçambique será tratado simplesmente como Praia de Moçambique.

A praia apresenta variações morfológicas ao longo de seus 12 km de extensão (Figura 1.26). Entre estas variações se destacam:

- o tamanho de grão, que varia de fino, em ambas as extremidades, a grosso no meio da praia (Leal, 1999; Miot da Silva, 2002);
- a largura da praia, que é mínima em seu centro;

- a exposição à energia das ondas predominantes, aumentando da zona protegida pelo promontório no sul até a zona de máxima exposição no centro-norte da praia;
- o tipo morfodinâmico de praia;
- a diversidade de espécies e densidade de cobertura vegetal;
- tipo de duna, variando entre um cordão único de dunas frontal ao sul, passando por dunas parabólicas no centro e campo de dunas transgressivo no norte da praia;
- susceptibilidade erosiva, máxima no centro-sul da praia (Leal *et al.*, 1998);
- exposição aos ventos predominantes.

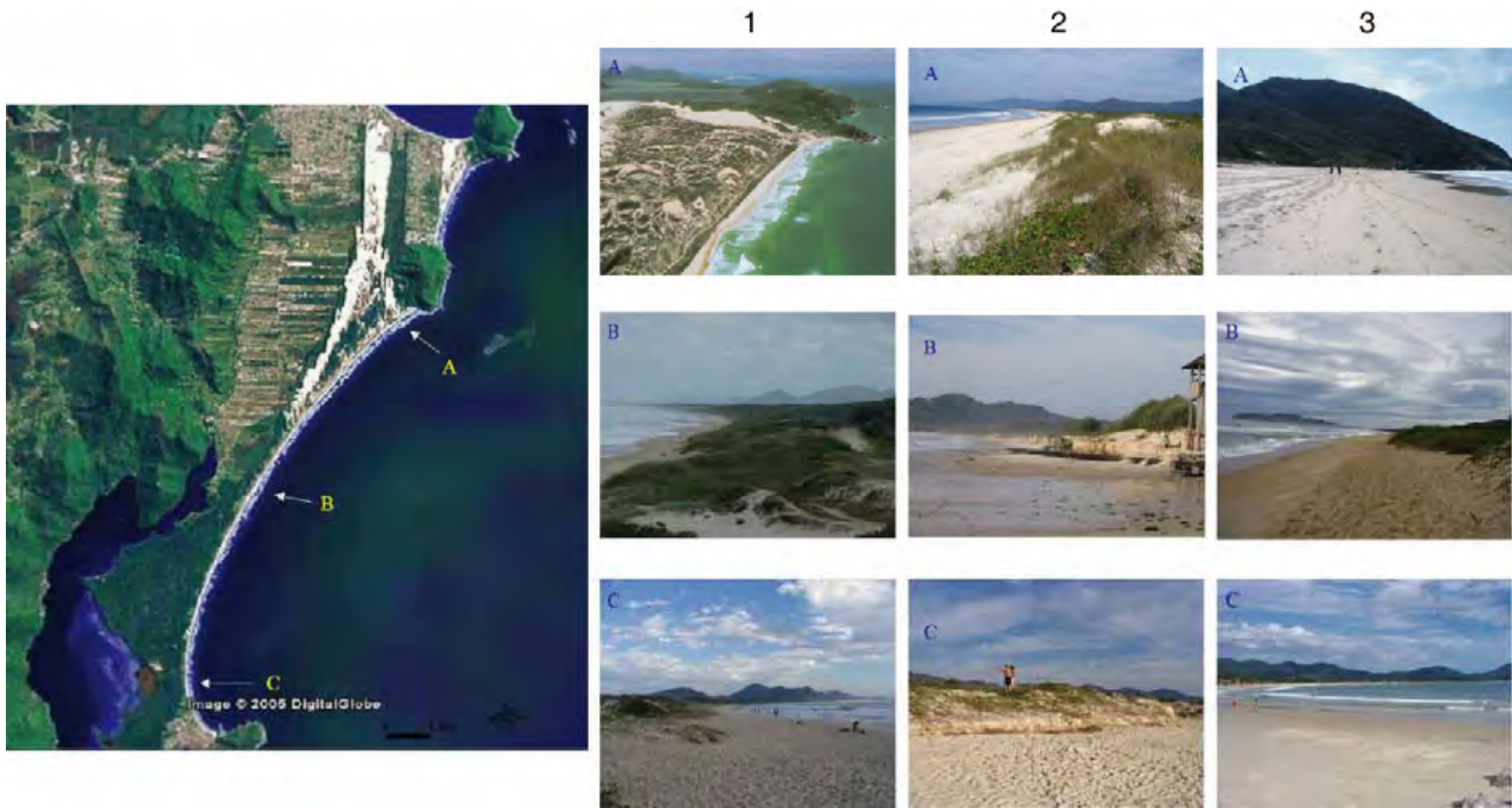


Figura 1.26: Variações morfológicas no norte (A), centro (B) e sul (C) da praia de Moçambique: 1) Duna frontal varia de um único cordão, passando por dunas parabólicas e blowouts até um campo de dunas transgressivo; 2) Susceptibilidade erosiva, máxima no centro-sul da praia; 3) Tamanho de grão, declividade, largura e tipo morfodinâmico de praia.

### 1.7.1. Geologia e Geomorfologia

A geologia do Estado catarinense apresenta-se como uma complexa sucessão de compartimentos morfológicos. Partindo do interior em direção ao litoral afloram sucessivamente: o Planalto da Serra Geral, representado por rochas ígneas; a Bacia do Paraná, constituída por rochas sedimentares; o Embasamento Cristalino, formado por rochas magmáticas e metamórficas; e a Planície Costeira, onde predominam os depósitos inconsolidados ou fracamente consolidados de areias, siltes, argilas ou conglomerados (Scheibe, 1986).

As rochas ígneas do Planalto da Serra Geral encontram-se a oeste do Estado de Santa Catarina e são definidas por uma sucessão de derrames que cobrem quase 50% da superfície do estado. Foram formadas na era Mesozóica nos períodos Jurássico e Cretáceo a 130 milhões de anos antes do presente (Scheibe, 1986).

A Bacia do Paraná é representada por arenitos, conglomerados e siltitos, com freqüente associação com rochas vulcânicas extrusivas (Scheibe, 1986).

As rochas do Embasamento Cristalino formam alinhamentos em direção ao mar, denominadas de serras litorâneas, as quais atingem o litoral formando costões e promontórios rochosos (Scheibe, 1986). No nordeste do estado este embasamento é representado por granulitos; no sudeste por gnaisses e migmatitos; na porção centro-leste por xistos e filitos e em toda porção leste do estado catarinense, desde as imediações de Joinville, até a região sul de Tubarão, ocorrem rochas graníticas (Caruso *et al.*, 1997).

A costa de Santa Catarina é extensa e foi bastante deprimida pelos movimentos tectônicos que se seguiram à ruptura do Gondwana. De Imbituba para o norte, movimentações relativamente recentes são responsáveis por uma costa ainda muito recortada, com formação de muitas ilhas como a de Santa Catarina, ela mesma um produto da união de ilhas menores pela sedimentação. De Imbituba para o sul, a costa é mais retilínea, sendo finalmente separada da extensa planície costeira do Rio Grande do Sul pelas falésias basálticas de Torres (Scheibe, 1986).

O trecho entre a Ponta da Vigia, no litoral centro-norte do estado, e o extremo sul da Ilha de Santa Catarina está inserido no Macrocompartimento - Litoral das Escarpas Cristalinas Sul (Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União, 1996; Müehe, 1998), sendo caracterizado pelo litoral recortado, com afloramento de rochas cristalinas pré-cambrianas, interrompendo a continuidade da planície costeira quaternária. Uma série de enseadas pouco confinadas abre-se para o oceano aberto. Inicialmente, para nordeste, como as enseadas de Camboriú e Porto Belo; para leste, como a praia das Tijucas, e para leste-sudeste, no litoral da ilha de Santa Catarina. Apesar da ausência de estudos mineralógicos na região a fim de definir áreas-fonte e padrão de dispersão dos sedimentos,

Caruso *et al.* (2000) sugerem que as unidades presentes no embasamento do litoral centro-norte catarinense constituem as áreas-fonte responsáveis pela proveniência de sedimentos que alcançam, através do sistema fluvial, a linha de costa, sendo retrabalhados por processos litorâneos quando chegam ao mar e redepositados na planície costeira, contribuindo para a formação e manutenção das praias arenosas. Na Ilha de Santa Catarina (Figura 1.27), Caruso (1993) afirma que os depósitos marinhos praias podem estar relacionados aos períodos holocênicos e pleistocênicos, apresentando-se geralmente na forma de cordões litorâneos. Seu processo de formação está relacionado aos processos transgressivos/regressivos do nível relativo do mar durante o Quaternário. Este autor distingue cordões holocênicos (externos) e pleistocênicos (interno), sendo que este último representa a antiga planície costeira da Ilha.

A região entre o sul da Ilha de Santa Catarina e o Cabo de Santa Marta pertence ao Macrocompartimento das Planícies Litorâneas de Santa Catarina, apresentando dentro da extensão de sua planície costeira uma sucessão de praias localizadas entre afloramentos rochosos (Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União, 1996). Caruso *et al.* (1997) citam que os fragmentos remanescentes do afloramento cristalino foram responsáveis pela ocorrência de pequenas ilhas ao longo da costa, sendo evidente o controle que exerceram sobre a sedimentação, ancorando esporões arenosos e tómbolos, guarnecendo praias de bolso (*pocket beaches*) e outras feições costeiras.

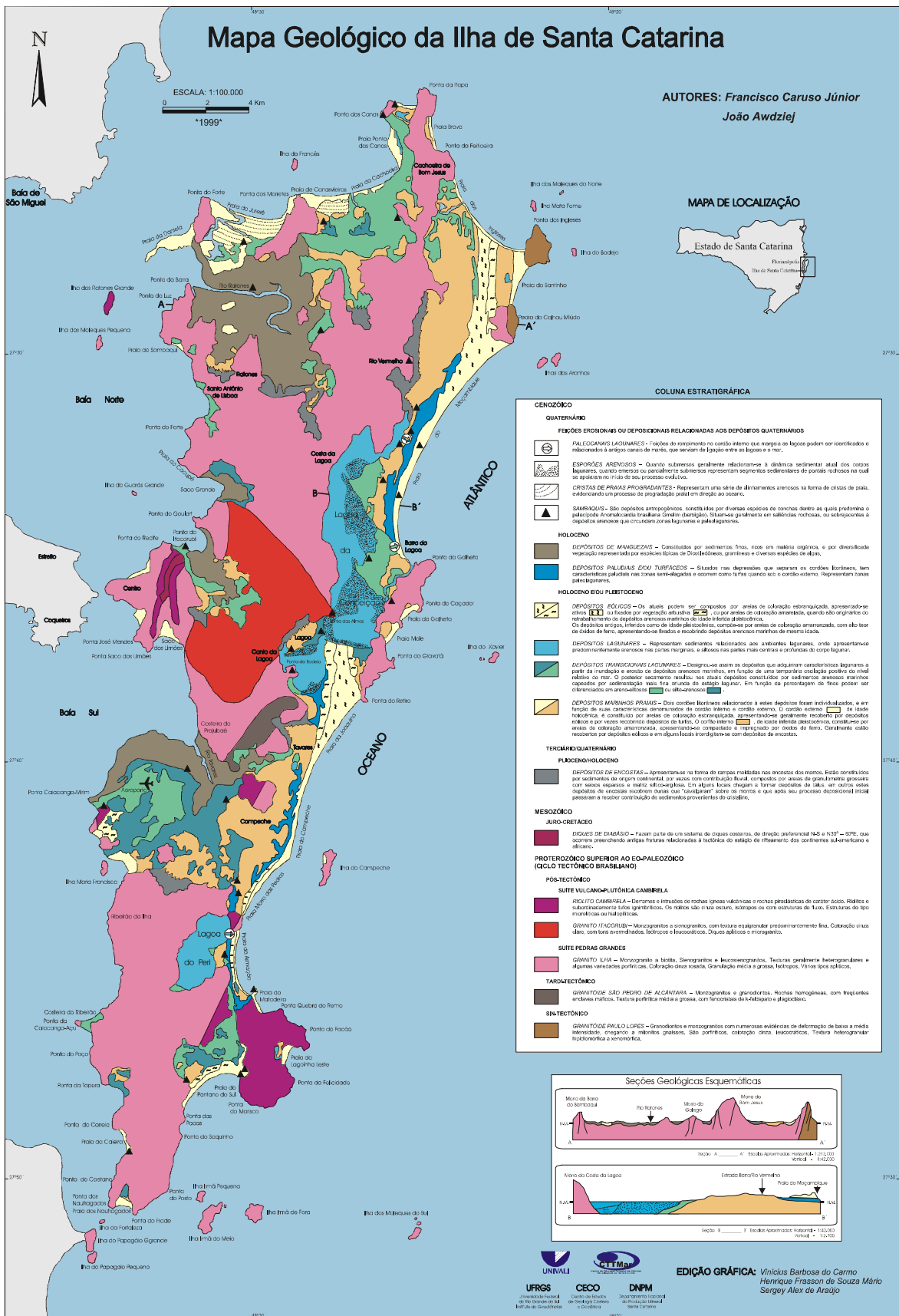


Figura 1.27: Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina (segundo Caruso, 1995).



A região litorânea entre o Cabo de Santa Marta (SC) e Torres (RS), pertence ao Macrocompartimento Litoral Retificado do Norte, onde a linha de costa é formada por um único arco praial. A proximidade da Serra Geral condicionou a largura da planície costeira deste macrocompartimento, o que diferencia da planície costeira ao sul de Torres (Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União, 1996).

#### 1.7.2. Cobertura vegetal

As vegetações de restinga do sul do Brasil são designadas por Araújo (1987, 1992), como aquelas que incluem todas as comunidades de plantas vasculares do litoral arenoso, iniciando na praia e finalizando em geral junto à floresta pluvial tropical. As restingas de Santa Catarina estão entre as maiores do Brasil, em superfície. Entretanto, estas têm sido ameaçadas e dizimadas desde o início da colonização europeia e ainda vêm sofrendo com a atual superespeculação imobiliária (Falkenberg, 1999).

Falkenberg (1999) classifica a vegetação de restinga das praias e dunas frontais de Santa Catarina como sendo do tipo herbácea/subarbustiva, com uma relativamente baixa riqueza de espécies devido à intensa morfodinâmica do ambiente costeiro, o que não favorece a sucessão natural das espécies. Esta vegetação é geralmente constituída por plantas herbáceas com estolões ou rizomas, ou plantas lenhosas como subarbustos geralmente em alta densidade de agrupamentos.

Bresolin (1979) estudou a flora das restingas de Santa Catarina, sugerindo um quadro de classificação dos agrupamentos mais importantes, de acordo com o ambiente de fixação e desenvolvimento desta vegetação.

Na Ilha de Santa Catarina, Santos (1995) caracterizou a relação entre a vegetação de praia e duna frontal (vegetação pioneira) e os processos litorâneos da praia da Joaquina. Um maior número de espécies foi encontrado na retaguarda das dunas frontais, longe dos processos marinhos. Após eventos de tempestades, as espécies pioneiras, principalmente *Panicum racemosum* e *Blutaparon portulacoides*, foram importantes na formação e recomposição de dunas embrionárias e frontais.

Castellani *et al.* (1999) descreveram a fenologia de uma comunidade de duna frontal também na praia da Joaquina. Neste trabalho, foi observado que as maiores florações ocorreram durante períodos quentes e úmidos, porém, várias espécies apresentaram floração durante os meses frios de inverno.

Em um estudo avaliando a ocorrência, abundância e a dinâmica da espécie *Ipomoea pes-caprae* em algumas praias da Ilha de Santa Catarina, Castellani & Santos (2000) observaram que esta espécie obteve uma expansão populacional após eventos erosivos somente em uma praia de baixa energia, na Caieira da Barra do Sul.

Na praia do Santinho, Peixoto (2005) observou que a cobertura vegetal apresentou um total de 14 famílias e 28 espécies, sendo que *Panicum racemosum* foi a espécie com maior frequência nas amostragens e com alta cobertura vegetal. A autora conclui que é possível verificar uma relação entre a cobertura vegetal e os aspectos morfossedimentares da praia.

Na praia de Moçambique, algumas espécies vegetais são consideradas raras ou endêmicas como *Petunia littoralis* e *Aristolochia robertoi* (Klein, 1997). A vegetação de restinga nativa ainda está presente ao longo da praia, principalmente na sua porção setentrional. Com a atividade de reflorestamento ocorreu o plantio de espécies exóticas como *Pinus eliotti* e *Eucalyptus sp*, as quais atualmente cobrem boa parte da retaguarda da área de praia e duna frontal, principalmente no meio desta praia.

### 1.7.3. Clima e ventos

O controle mais importante no clima do Brasil é o anti-ciclone semi-estacionário do Atlântico Sul, onde a partir do seu centro os ventos divergem para todas as direções. Os ventos que alcançam a costa sul-brasileira sopriam a partir de norte e nordeste, seguindo as isobáricas. Isto não acontece geralmente por causa do relevo, formação de baixa pressão durante o verão e invasões de ar frio durante o inverno, o qual está associado com a componente sul do vento que modifica este cenário (Schwerdtfeger, 1976).

O clima na área onde a praia de Moçambique está inserida, de acordo com a classificação de Koppen (1948), é do tipo Cfa, subtropical úmido, sem estação seca e verão quente. Nimer (1989) fornece alguns valores médios em aspectos

climáticos da área: temperatura entre 24 e 26°C no verão, entre 15 e 18°C no inverno e umidade relativa em torno de 82%. As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, mas é mais freqüente durante o verão, com uma média anual de 1.500 mm (Monteiro, 1992). Esta área também foi classificada por Strahler (1977) como de climas úmidos subtropicais, com margens continentais leste dominadas por massas de ar tropicais-marinhas. Esta área é localizada em uma zona de frente polar, na qual ambas as massas tropicais e polar são importantes controles na circulação. Está sujeito a tempestades ciclônicas em cuja frente a maior parte da precipitação ocorre.

O clima da região é controlado por duas massas de ar anti-ciclônicas, com circulação interna divergente e anti-horária: Tropical Atlântica e Polar Atlântica (Orselli, 1986). A massa Tropical Atlântica é formada sobre o Atlântico Sul, é quente e úmida e possui uma posição semi-permanente entre as latitudes 18 e 35° S (Orselli, 1986). Esta massa de ar predomina durante o ano (80%) e alimenta a frente quente da Frente Atlântica Polar, a qual predomina na área durante o inverno (20%). A massa Tropical Atlântica está relacionada ao tempo estável e ensolarado, aumentando a temperatura local.

A massa Polar Atlântica é fria e possui pouca umidade. É formada na Antártica, está associada com baixas temperaturas e se movimenta em pulsos em direção ao norte durante o inverno. Quando isto ocorre, a massa de ar se torna instável, especialmente durante o verão quando sua trajetória oceânica faz com que ela ganhe mais umidade (Strahler, 1977). Quando as duas massas se encontram, ocorre a formação da Frente Polar Atlântica, de baixa pressão, causando mudanças bruscas nas condições do tempo em qualquer época do ano, embora isto seja mais comum durante o inverno e primavera (Monteiro, 1995).

Ambas as massas se alternam sazonalmente no sul do Brasil, e a predominância de uma ou de outra determina a velocidade e direção dos ventos (Schwerdtfeger, 1976). Nas estações quentes, a deriva em direção ao norte, quente e com alta umidades, absorvida durante sua trajetória oceânica, favorece a ocorrência de chuvas torrenciais (Martin *et al.*, 1988). Durante as estações frias, o avanço desta massa é intensificado e associado com ventos fortes de sul, enquanto que seu recuo durante as estações quentes favorece os ventos do quadrante nordeste.

Apesar de ser definido na literatura que, na região de Santa Catarina, os ventos de NE são predominantes (Anexo 1), será discutido a seguir (Capítulo 5) que, na região da Ilha de SC, os ventos provenientes de sul são os mais fortes e mais freqüentes.

#### 1.7.4. Ondas, marés e deriva litorânea

Ondas provenientes de leste e sul dominam o clima de ondas local, sendo que as ondas mais energéticas são as de sul. O período mais freqüente é de 8 segundos para as ondas de leste, 12 segundos para as ondas de sul, e a altura significativa é de 1,25 e 2 m., respectivamente (Araújo *et al.*, 2003).

A variação média da maré é de 0,8 m, com amplitude máxima de 1,2 m, sendo de grande importância a maré meteorológica na dinâmica costeira regional, pois aumenta em até um metro os valores da maré astronômica, a qual é classificada como de micromaré (Schettini *et al.*, 1996; Carvalho *et al.*, 1996; Trucolo, 1998)

De acordo com o Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União (1996), no litoral centro-norte catarinense ocorrem trocas de sedimentos longitudinalmente à costa, entre as praias ao norte de Barra Velha. Nas demais praias, ao sul, o transporte litoral de sedimentos é restrito a cada praia, sem haver trocas (Miot da Silva *et al.*, 2000; Klein *et al.*, 2005).

Na região entre o sul da Ilha de Santa Catarina e o Cabo de Santa Marta, a deriva litorânea é predominantemente direcionada para o norte, resultante das ondulações provenientes de sudeste (Müehle, 1998). Entre o Cabo de Santa Marta (SC) e Torres (RS), o desenvolvimento de pontais, dirigidos para NE, nas desembocaduras dos canais de maré, indica o predomínio do transporte litorâneo nesta direção (Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil na Escala da União, 1996).

#### 1.7.5. Características da plataforma interna adjacente

Três grupos texturais compõem a cobertura sedimentar da plataforma continental de Santa Catarina: areias quartzosas, areias biodetríticas e lamas terrígenas que, em alguns casos, apresentam misturas em diferentes proporções. As areias quartzosas são encontradas internamente, apresentando evidências de

retrabalhamento em ambiente costeiro. As lamas terrígenas recobrem parcialmente os sedimentos biodetríticos, ocorrendo de forma contínua na plataforma média e de forma descontínua nas plataformas interna e externa. Sua sedimentação está relacionada principalmente com as oscilações do nível do mar no último ciclo glacial e com o ajustamento hidrodinâmico moderno (Gré, 1989).

A plataforma continental interna na região adjacente ao litoral centro-norte catarinense é relativamente estreita, medindo entre 30 e 45 km de extensão entre as isóbatas de 2 e 50 m (Abreu, 1998). Apresenta uma série de linhas e alto-fundos formados por rochas do embasamento (Müehe, 1998; Abreu, 1998). Entre as isóbatas de 5 e 10 m existe uma grande variabilidade da declividade, como resultado da herança geológica. Próximo às desembocaduras dos rios, a plataforma tende a apresentar um menor gradiente (1:200) e em regiões onde ocorre a presença do embasamento junto à costa, tende a ser mais íngreme (1:40) (Müehe, 1998).

A cobertura sedimentar apresenta cinco litofácies: arenosa com cascalhos biodetríticos, ocupando uma porção central da área de estudo; arenosa, que ocorre na porção norte, até a ponta da Vigia, no município de Penha, e entre as praias do Gravatá e Balneário Camboriú; areno-lamosa e lamo-arenosa, ocupando a porção externa da plataforma, e a litofácies lamosa, em frente à desembocadura do rio Itapocu, na praia de Barra Velha, e entre as desembocaduras dos rios Itajaí-Açu e Tijucas (Abreu, 1998).

As areias litorâneas quartzosas que ocupam a plataforma interna sul-brasileira perdem a continuidade na altura do estado de Santa Catarina, aparecendo tão somente ao norte de Itajaí e ao sul de Laguna. No trecho entre Itajaí e Laguna as areias são recobertas com lama e passam a constituir uma segunda fácies – areia lamosa -, na qual, em sua fração fina, domina o tamanho argila. Em frente à ilha de Santa Catarina aparecem iguais proporções de areia, silte e argila, permitindo a caracterização da fácies areno-siltico-argiloso que se estende em direção à plataforma média. Apresentam, em algumas áreas, grãos de tamanho cascalho de constituição biodetrítica (Gré, 1989).

---

## CAPÍTULO 2 - METODOLOGIA

---

### 2.1. Introdução

A seguir serão apresentados os procedimentos metodológicos adotados neste trabalho, os quais são divididos em: métodos para caracterização da morfologia da praia aérea e subaérea, da cobertura vegetal e dos processos costeiros e eólicos.

### 2.2. Morfologia e características da praia aérea e subaérea

A fim de analisar as variações topográficas (espaço e temporalmente) ao longo da praia de Moçambique e a relação destas variações com o gradiente de exposição da praia aos ventos e às ondas, foram monitorados sete perfis topográficos, transversais à praia. Para caracterização da morfologia da praia aérea e subaérea, em conjunto com os perfis topográficos e coleta de sedimentos, um levantamento batimétrico também foi realizado.

Nesta primeira seção serão detalhados os levantamentos topográficos, coleta e análise sedimentológica, cálculos dos volumes dos perfis topográficos, fotointerpretação, confecção de mapas geomorfológicos e produção do mapa batimétrico.

#### 2.2.1. Levantamentos topográficos

A Figura 2.1 mostra a localização dos sete perfis transversais que foram estabelecidos ao longo da área de estudo. Suas localizações foram determinadas, com base em análise de fotos aéreas, a partir das características da duna frontal e da curvatura do arco praial. Os marcos foram fixados com auxílio de GPS na retaguarda da duna frontal e os perfis topográficos desta e da praia foram então monitorados.

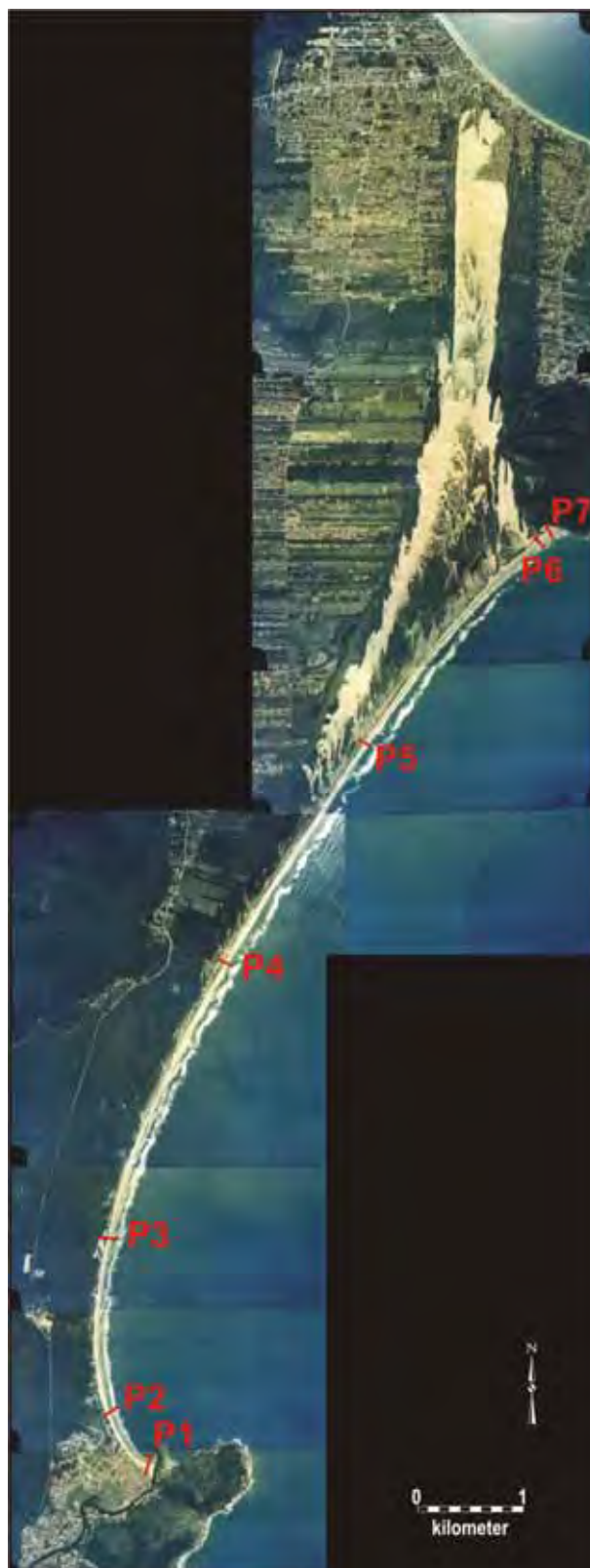


Figura 2.1: Localização dos sete perfis praias ao longo da área de estudo.

A Tabela 2.1 mostra as coordenadas geográficas dos marcos dos perfis praias, bem como a orientação da linha de costa nestes marcos.

Tabela 2.1: Coordenadas geográficas dos marcos dos perfis praias e orientação da linha de costa.

Perfil	1	2	3	4	5	6	7
Latitude (S)	27°34'27,31"	27°34'14,4"	27°33'08,05"	27°31'25,37"	27°29'58,4"	27°28'58,4"	27°28'52,65"
Longitude (W)	48°25'24,46"	48°25'39,4"	48°25'44,8"	48°25'02,67"	48°24'03,9"	48°23'03,88"	48°22'57,44"
Orientação	90°	357°	31°	44°	50°	55°	55°

Os níveis de referência (RN) dos marcos de cada perfil foram amarrados em relação a um RN estabelecido pela Celesc, no molhe do canal da Barra, no sul da área de estudo (Figura 2.2). Os RN's existem para estabelecer uma malha altimétrica de pontos devidamente referenciada a um ponto de origem ou datum. O datum atual altimétrico oficial do Brasil é o marégrafo localizado no porto de Imbituba (sul do Estado de SC). Este datum foi definido através da média das observações do nível do mar no marégrafo, entre os anos de 1949 e 1957.



Figura 2.2: Molhe do canal da Barra, onde está localizado o RN da Celesc e de onde partem as amarrações dos RN's dos perfis praias.

Com uso de estação total e mira, segundo o método de nível e estadia proposto por Birkemeier (1981), os perfis foram monitorados mensalmente durante 13 levantamentos, entre 30 de setembro de 2004 e 14 de novembro de 2005 (Tabela 2.2), em uma área que se estende desde a retaguarda da duna frontal até a zona de surfe. Durante os levantamentos, além da coleta de



sedimentos na face praial, foram observados o período de onda e altura na arrebentação, a presença de correntes de retorno e o estado morfodinâmico da praia.

Tabela 2.2: Datas dos levantamentos topográficos.

Levantamento	Data	Levantamento	Data
1	30/09/2004	8	17/05/2005
2	13/11/2004	9	16/06/2005
3	13/12/2004	10	14/07/2005
4	11/01/2005	11	15/08/2005
5	11/02/2005	12	27/09/2005
6	14/03/2005	13	14/11/2005
7	11/04/2005		

O monitoramento dos perfis 2, 3 e 4 iniciou em fevereiro de 2005 e no perfil 6, os levantamentos iniciaram em janeiro de 2005.

#### 2.2.2. Volume de sedimentos

O volume de sedimentos da duna frontal e da praia foi calculado através do programa computacional ISRP (*Interactive Survey Reduction Program*), proposto por Birkmeier (1985). O programa calcula a diferença de volume entre duas superfícies de distâncias comuns e fornece os resultados em  $m^3/m$  (Figura 2.3). Para o cálculo do volume da duna frontal, seus limites foram definidos como a região entre o marco do perfil (RN) ou distância zero, localizado na depressão continental da duna (*lee slope*), e o final da vegetação. A região praial se estende entre o final da vegetação até o datum (Figura 2.3). As superfícies dos perfis foram desenhadas no programa Matlab®.

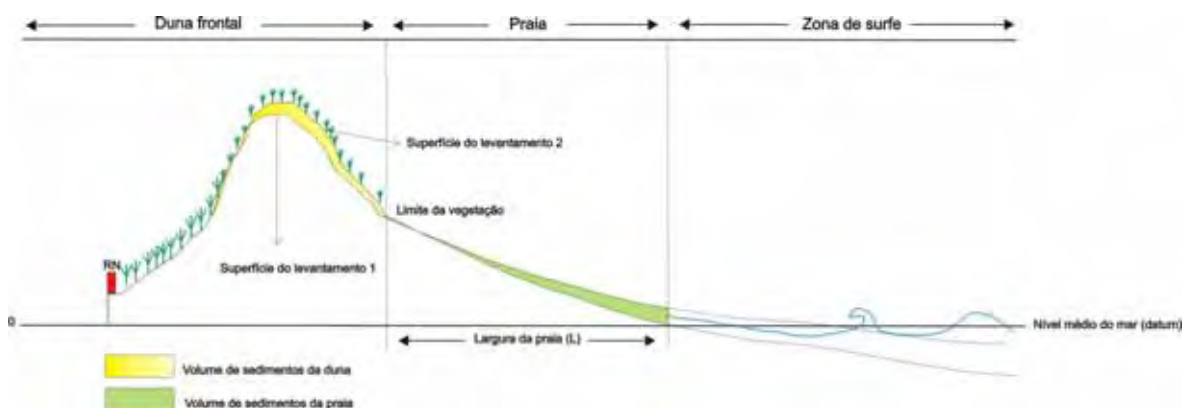


Figura 2.3: Limites da praia e da duna frontal, utilizados para cálculos de volumes dos sedimentos subaéreos.

A distância entre os limites adotados para cálculo do volume de sedimentos da duna frontal varia ao longo da praia. Por exemplo, no perfil 5 a duna frontal é bastante plana e é difícil dizer onde está localizada a sua base na direção continental. O perfil 6, ao contrário, mostra uma duna frontal com superfícies bastante íngremes em ambos os lados e a base da duna na porção continental é nítida. Por esta razão e para evitar que os limites adotados influenciem os resultados dos cálculos dos volumes de sedimentos da duna frontal ao longo da praia, foi necessário utilizar um padrão que fosse mais realista. Desta forma, em algumas análises foi adotado como limite continental da duna frontal, a área entre o limite da vegetação e a crista da duna (Figura 2.4). Assim, foram calculados o volume de sedimentos da duna frontal (Figura 2.3) e o volume entre o limite da vegetação e a crista da duna (Figura 2.4).

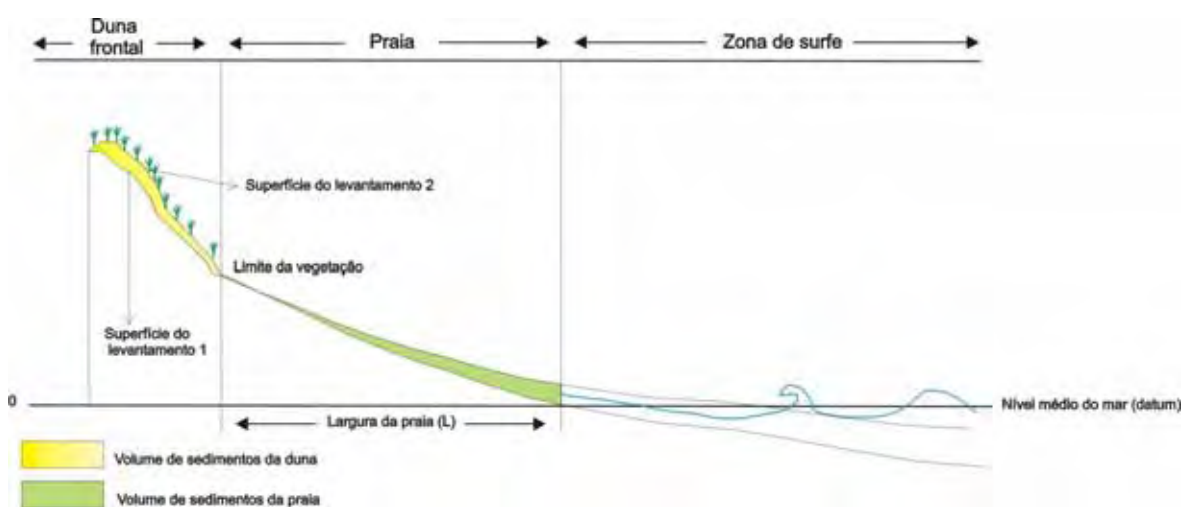


Figura 2.4: Limites da praia e da duna frontal para cálculos de volumes dos sedimentos subaéreos. Neste caso, o limite continental da duna frontal é a sua porção mais alta ou a crista.

### 2.2.3. Sedimentologia

#### 2.2.3.1. Amostragem dos sedimentos

Para possibilitar a análise espacial da variação dos sedimentos ao longo e através da costa, foram coletadas amostras verticais em camadas de aproximadamente 20 cm na face praial, evitando assim, somente a caracterização dos sedimentos recentemente retrabalhados.

As análises granulométricas foram realizadas no laboratório de sedimentologia do Centro e Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da UFRGS (CECO/IG/UFRGS). O conteúdo de sais solúveis das amostras foi retirado e estas então foram secas a uma temperatura de aproximadamente 60°C e posteriormente quarteadas em subamostras de 40 gramas.

As subamostras foram submetidas ao método de peneiramento mecânico por 10 min, em intervalos de 1/4 de phi, obtendo-se assim, um detalhamento da variação granulométrica das amostras. O material retido em cada peneira foi então pesado e os resultados expressos na forma de curvas de freqüências simples e acumuladas e de parâmetros estatísticos.

Foi observado um alto conteúdo de material carbonático em algumas amostras, porém foi decidido não realizar sua retirada por entender-se que assim seria produzida uma importante mudança na caracterização granulométrica da praia, que não refletiria a realidade.

#### 2.2.3.2. Tratamento estatístico dos dados

Após a obtenção dos valores de freqüência simples de cada classe granulométrica, foi utilizado o programa computacional PANCOM – Programa de Análise Completa V.91, (Toldo Jr. & Dornelles, 1986), no qual os critérios de determinação dos parâmetros estatísticos têm como base o método dos momentos gráficos, proposto por Folk & Ward (1957). Foram utilizados os parâmetros: média e desvio padrão, como indicativos do tamanho de grão e grau de seleção dos sedimentos, respectivamente.

#### 2.2.4. Fotointerpretação e mapas geomorfológicos

Cinco conjuntos de fotos aéreas oblíquas da área de estudo, dos anos de 1938, 1956, 1978 (escalas 1:25.000), 1998 e 2002 (escalas 1:15.000) foram disponibilizadas pela Secretaria da Administração do Estado de SC e pelo IPUF (Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis). As fotos dos anos de 1938, 1978 e 2002 foram mapeadas a partir de técnicas padronizadas de mapeamento geomorfológico, a qual consiste em análise estereoscópica de pares de fotos. Os mapas geomorfológicos foram comparados a fim de analisar as diferenças nos tipos de dunas, presença de dunas frontais, corredores de deflação, dunas parabólicas, estado do campo de dunas transgressivas, seu grau de atividade e migração. Mudanças na cobertura vegetal e a largura da zona de surfe também foram analisados.

As variações volumétricas durante o Holoceno foram analisadas a partir de dados de contornos topográficos obtidos pelo Satélite Aster da NASA. Estes dados altimétricos consistem em um arquivo raster, cujo píxel determina os valores altimétricos, com resolução de 10 m. Este raster foi gerado a partir da interpolação de um arquivo vetorial com curvas de nível de resolução de 5 m e alguns pontos cotados, de escala 1:10.000. O arquivo raster foi transportado para o programa Global Mapper<sup>®</sup>, onde os perfis topográficos da barreira holocênica foram desenhados, gerando arquivos \*.xy (distância e cota) de cada um destes perfis. Os arquivos \*.xy foram então transferidos para o programa ArcGIS<sup>®</sup>, onde foi possível o cálculo do volume de sedimentos sob a superfície gerada a partir da distância e da cota dos perfis desenhados no Global Mapper<sup>®</sup>.

#### 2.2.5. Batimetria

Uma campanha para levantamento batimétrico foi realizada em dezembro de 2004, com objetivo de detalhar a morfologia da antepraia e zona de surfe da praia de Moçambique. O levantamento foi realizado com auxílio de GPS e sonda, os resultados foram posteriormente comparados e adicionados aos da Carta Náutica do DHN (Departamento de Hidrografia e Navegação), Folha 1903.

Foram medidos valores de profundidades a cada 300 m de distância, entre a isóbata de 30 m e a primeira quebra de onda na zona de surfe (Figura 2.5) em

um total de 390 pontos. As condições do mar estavam calmas durante o levantamento, com ondas menores que meio metro, possibilitando uma boa aproximação do barco à praia.

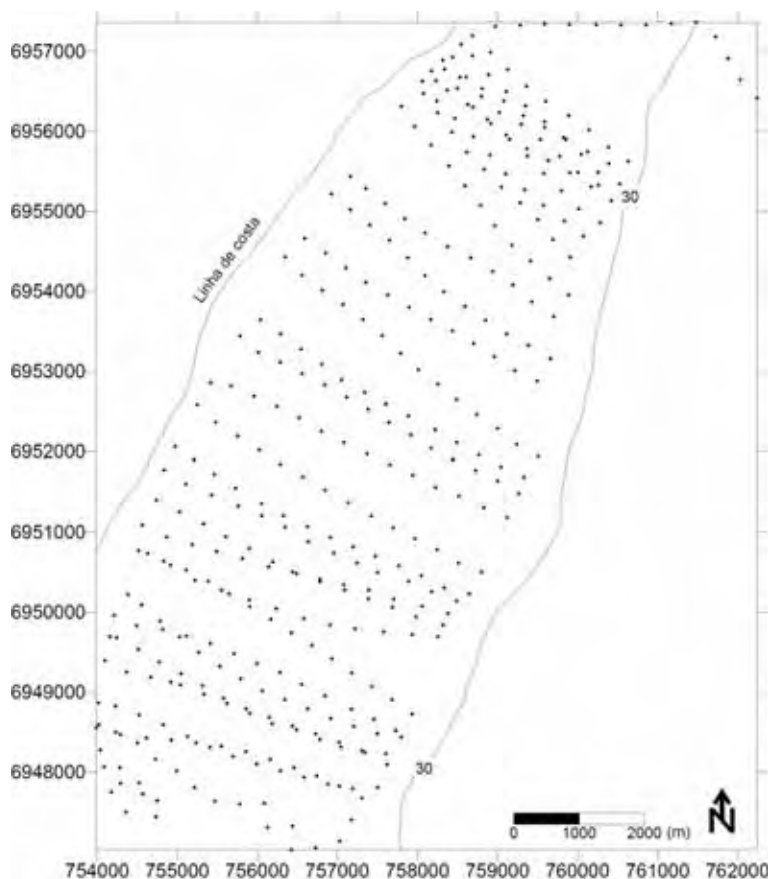


Figura 2.5: Localização dos pontos onde as profundidades foram medidas.

### 2.3. Processos costeiros

Esta seção detalhará os procedimentos metodológicos utilizados na análise dos processos costeiros inerentes ao desenvolvimento da tese. Entre estes processos estão: ondas e seus processos de refração e difração ao aproximarem-se da costa, transporte de sedimentos e morfodinâmica praias.

### 2.3.1. Aquisição e análise dos dados de ondas

Os dados de altura significativa de onda ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e direção dominante ( $Dir$ ) foram originados a partir de medidas realizadas por um ondógrafo direcional Datawell Waverider Mark II, o qual iniciou suas operações em dezembro de 2001. O aparelho foi instalado pelo Laboratório de Hidráulica Marítima (LAHIMAR) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), a 35 km de distância da Ilha de Santa Catarina e em uma profundidade de aproximadamente 80 m (Figura 2.6). Estes dados foram gentilmente cedidos pelo LAHIMAR-UFSC, na pessoa do prof. Elói Melo F<sup>o</sup>. Informações sobre instalação, fundeio do ondógrafo e processamento dos dados foram obtidos através do site <http://www.lahimar.ufsc.br>.

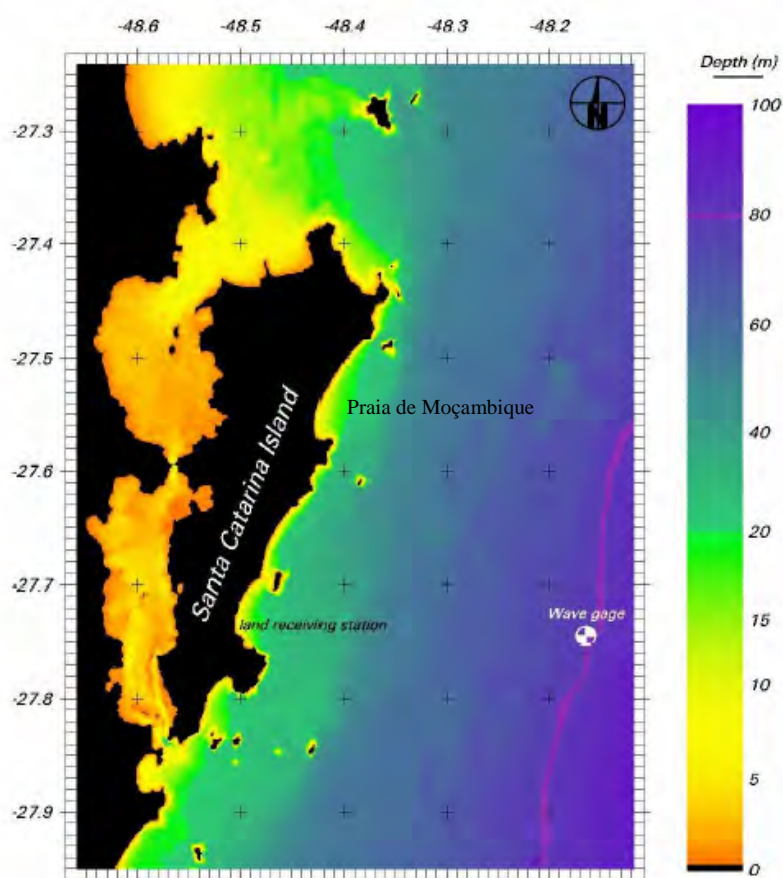


Figura 2.6: Localização do ondógrafo em relação à área de estudo. (Fonte: [http://www.lahimar.ufsc.br/downloads/copedec2003\\_2.pdf](http://www.lahimar.ufsc.br/downloads/copedec2003_2.pdf)).

O ondógrafo é uma bóia esférica de aço com 0,9 m de diâmetro e 250 kg de peso, com uma plataforma inerte estabilizada com três acelerômetros a partir dos quais são medidas perturbações verticais e horizontais da superfície marinha.

A cada hora o ondógrafo mede 20 min de dados com uma taxa de amostragem de 0,78 s. O dado é automaticamente processado por meios de sistema de análise espectral fornecido pela Datawell, o qual estima as propriedades direcionais de acordo com a metodologia proposta por Longuet-Higgins *et al.* (1963), Araújo *et al.* (2003) e Melo F<sup>o</sup>. (2004).

A altura de onda foi obtida diretamente pela excursão vertical da superfície do mar medida pelo aparelho sendo que a altura significativa de onda ( $H_s$ ) corresponde à média do terço superior das alturas mais altas registradas. O período de pico ( $T_p$ ) corresponde ao intervalo de tempo em segundos da passagem de duas cristas destas ondas mais altas e a direção dominante ( $Dir$ ) indica qual a direção média de origem das ondas registradas. O período de pico ( $T_p$ ) e a direção dominante ( $Dir$ ) foram determinados a partir do espectro do campo de ondas calculado pelo programa de computador fornecido pelo fabricante do ondógrafo. Os dados são transmitidos para terra via rádio, com alcance de recepção de cerca de 50 km (Figura 2.7) (Melo F<sup>o</sup>., 2004).

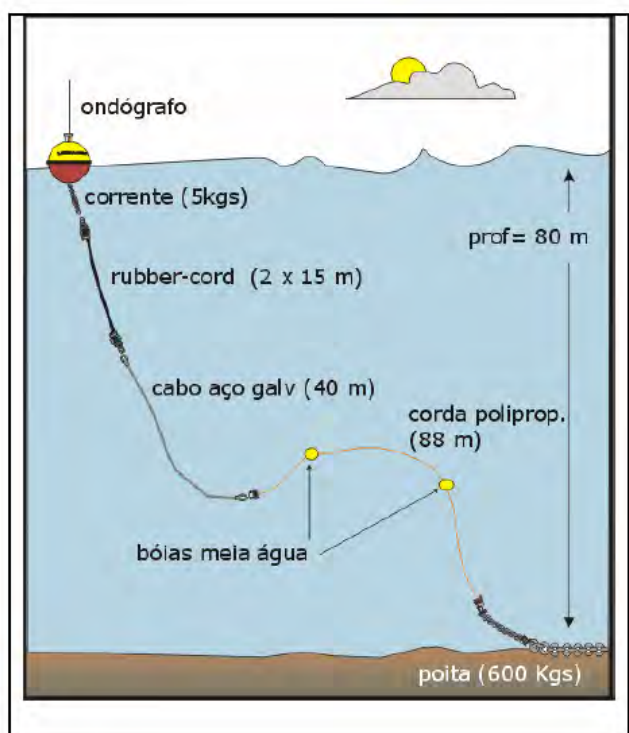


Figura 2.7: Desenho esquemático do fundeio do ondógrafo (Melo F<sup>o</sup>., 2004).

Os dados utilizados neste trabalho consistem nas séries contínuas do monitoramento das condições do mar durante os anos de 2002 e 2003, i.e. de

Jan/2002 a Dez/2003, exceto nos 3 períodos em que houve desgarre da bóia, em dezembro de 2002 e em abril e novembro de 2003, quando os dados não puderam ser coletados.

Whittow (1984) define ondas e ventos quanto à dominância e prevalescência. De acordo com o autor, em um conjunto de dados, ondas prevalescentes são aquelas que atuam em maior frequência em uma dada localidade enquanto que ondas dominantes são aquelas que são mais significativas em uma situação local ou restrita.

A análise dos dados fornecidos pelo ondógrafo, de altura significativa de onda ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e Direção dominante (Dir), foi realizada a partir do programa Matlab.

Os dados foram analisados com o objetivo de determinar o clima de ondas da região. A partir dos resultados foi possível determinar valores médios da altura significativa, período de pico e de direção dominante. Além destes, também foram determinadas as características das ondas prevalescentes e dominantes, para o dois anos em que os dados foram disponibilizados, bem como a análise sazonal destes dados.

### 2.3.2. Modelo de refração de ondas

O processo de refração de ondas consiste na mudança de ângulo das cristas das ondas quando estas passam por batimetrias rasas que não são constantes. Em águas profundas, as ondas se movimentam com suas cristas paralelas, enquanto que em águas intermediárias e rasas, a redução da velocidade das ondas faz com que as suas cristas mudem de direção. Quando chegam à costa, as ondas refratadas podem convergir ou divergir, influenciando na altura e energia de onda no ponto de quebra e conseqüentemente no transporte de sedimentos ao longo da costa.

Para análise deste processo na praia de Moçambique, o método proposto por Wiegell (1964) foi utilizado para construção de um diagrama de refração de ondas. Este método é essencialmente a construção de um mapa mostrando as cristas de uma onda particular em um certo instante, ou as posições sucessivas desta onda enquanto esta move em direção à costa. Um outro conjunto de linhas, conhecido como “ortogonais”, é construído perpendicularmente às cristas das



ondas e é utilizado como uma estimativa das variações da altura da onda devido à refração (Wiegel, 1964).

Após a análise dos dados de ondas, conforme esclarecido anteriormente, foram determinadas as direções das ondas mais freqüentes e seus períodos respectivos. O modelo começa a ser desenhado a partir da profundidade equivalente à metade do comprimento da onda a ser considerada, onde esta começa a ser refratada de acordo com mudanças de profundidade. A razão entre o valor da isóbata pela qual a onda irá passar ( $d$ ) e o comprimento ( $L_0$ ) da onda em águas profundas (ambos os valores em pés), é equivalente à um valor representado por uma escala especial produzida por Wiegel (1964, Figura 7.20, pág. 163). De posse dos valores de  $d/L_0$  para cada profundidade e com a escala, é possível desenhar o avanço da crista da onda através de um mapa batimétrico, até alcançar a linha de costa. As ortogonais são desenhadas a cada centímetro, em ângulos de 90 graus com a crista das ondas.

Assumindo que a energia é conservada entre as ortogonais adjacentes, é possível estimar a redistribuição da energia das ondas ao longo da costa, resultante da refração. Os coeficientes de energia são então calculados pela divisão entre a distância entre as ortogonais ( $S_0$ ) no início do diagrama (1 cm) e a distancia das mesmas ortogonais quando estas chegam à costa.

Neste estudo, dois mapas batimétricos foram utilizados no desenho do diagrama de refração de ondas. Para profundidades maiores que 30 m, foi utilizada a Carta Náutica do DHN (Folha 1903). Para profundidades menores que 30 m, foi utilizado o mapa gerado a partir do levantamento batimétrico, o qual gerou maior detalhe para construção dos diagramas. As ondas foram primeiramente trazidas até a profundidade de 30 m no mapa de menor escala e posteriormente transportadas para o mapa de maior escala.

### 2.3.3. Transporte de sedimentos e deriva litorânea

De posse dos dados de ondas, medidos pelo ondógrafo em águas profundas, foi possível definir as direções, alturas e períodos das ondas mais freqüentes e das dominantes, sendo assim possível o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos gerados por cada onda definida.

A orientação da linha de costa foi determinada em campo com bússola, nos locais onde os levantamentos topográficos foram realizados, sendo que os perfis 6 e 7 foram calculados em conjunto, pois ambos possuem a mesma orientação. Para o cálculo de transporte de sedimentos foi utilizado o método de Fluxo de Energia e as equações propostas pelo *Coastal Engineering Manual* (US Army, 1984; 2003), como será esclarecido a seguir.

O transporte longitudinal de sedimentos ( $Q_\ell$ ) ocorre quando as ondas incidem na costa com um ângulo. Para medir a taxa deste transporte, o *Coastal Engineering Manual* propõe a seguinte fórmula:

$$Q_\ell = \frac{I_\ell}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} \quad (2.1)$$

Onde:

$g$  = aceleração da gravidade (9,8 m/s<sup>-2</sup>);

$\rho_s$  = densidade do grão de areia (2,65 g/cm<sup>3</sup> para o quartzo);

$\rho$  = densidade da água do mar (1,027 g/cm<sup>3</sup>);

$n$  = porosidade do sedimento (0,4);

$I_\ell$  = taxa do peso do transporte submerso (N/s), dado por:

$$I_\ell = KP_\ell \quad (2.2)$$

A equação 2 representa o método do fluxo de energia para cálculo do transporte de sedimentos (U.S. Army 2003). Para o cálculo do coeficiente adimensional  $K$ , Bailard (1981) sugere uma fórmula que considera tamanho de grão, altura e ângulo da onda com a costa no momento da quebra:

$$K = 0,05 + 2,6 \sin^2(2\alpha_b) + 0,007 \frac{u_{mb}}{w_f} \quad (2.3)$$

Onde:

$u_{mb}$  = máxima velocidade oscilatória no ponto de quebra (U.S. Army 2003), dada por:

$$u_{mb} = \frac{\kappa}{2} \sqrt{g\kappa H_b} \quad (2.4)$$

$w_f$  = velocidade de queda do grão (cm/s), calculado a partir da fórmula sugerida por Baba & Komar (1981):

$$w_f = \frac{-3\mu + \sqrt{9\mu^2 + gr^2\rho(\rho_s - \rho)(0,015476 + 0,19841r)}}{\rho(0,011607 + 0,14881r)} \quad (2.5)$$

$\mu$  = viscosidade da água a 20°C (0,011 poise);

$r$  = raio do grão (cm).

O ângulo ( $\alpha_b$ ), ou o ângulo que as ondas fazem com a costa, no ponto de quebra, depende da orientação da linha de costa e da direção da onda. Este ângulo é dado por (U.S. Army 2003).

$$\sin \alpha_b = \sqrt{g \frac{H_b}{\kappa} \frac{\sin \alpha}{C}} \quad (2.6)$$

Onde:

$\alpha = \theta_n$  – direção da onda (graus) em águas profundas;

$\theta_n$  = ângulo azimute normal à linha de costa, em graus.

Os valores de  $\alpha$ , quando positivos, significam que as ondas se aproximam da costa pela esquerda, considerando que o observador está de frente para o mar. Neste caso, a direção do transporte é da esquerda para direita. Ângulos negativos significam aproximação das ondas pela direita, conseqüentemente o transporte de sedimentos é da direita para a esquerda.

A altura de quebra da onda ( $H_b$ ) pode ser obtida por:

$$H_b = \frac{H_o}{3,3 \left( \frac{H_o}{L_o} \right)^{\frac{1}{3}}} \quad (2.7)$$

$L_o$  é o comprimento da onda em águas profundas, calculado por:

$$L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.8)$$

A celeridade da onda (C) é dada por:

$$C = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.9)$$

$T$  = período da onda (s)

O índice de quebra ( $k$ ) é função da altura ( $H_b$ ) e da profundidade de quebra de onda ( $d_b$ ):

$$k = \frac{H_b}{d_b} \quad (2.10)$$

e  $d_b$  é obtido por:

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - \left( \frac{aH_b}{gT^2} \right)} \quad (2.11)$$

Os índices  $a$  e  $b$  são funções da declividade da praia (m):

$$a = 43,75(1 - e^{-19m}) \quad (2.12)$$

$$b = \frac{1,56}{\left( 1 + e^{-19,5m} \right)} \quad (2.13)$$

Para a continuação do cálculo de  $I_\ell$ , é necessário obter o fluxo de energia longitudinal ( $P_\ell$ ). U.S. Army (1984) sugere a equação:

$$P_\ell = \frac{\rho g}{16} H_o^2 C_g \text{sen} 2\alpha \quad (2.14)$$

$H_o$  = altura da onda em águas profundas

$C_g$  = celeridade de grupo, igual à metade da celeridade da onda em águas profundas, a qual é dada por:

$$C_o = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.15)$$

## 2.4. Processos eólicos

Uma análise dos ventos da região foi realizada com base no registro de 34 anos de velocidade e direção dos ventos, disponibilizado pela Marinha do Brasil, através do BNDO (Banco Nacional de Dados Oceanográficos). Estes dados foram coletados na Estação Meteorológica da Ilha do Arvoredo (Figura 2.8), durante dezembro de 1964 e outubro de 1998, totalizando 42.740 registros. Em adição, 1 ano de dados, coletados na mesma estação, foi disponibilizado pela Epagri (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de SC). O período de coleta destes dados corresponde ao mesmo em que foram realizados os

levantamentos topográficos (setembro de 2004 e novembro de 2005), em um total de 9.095 registros.



Figura 2.8: Localização da Estação Meteorológica da Ilha do Arvoredo, onde os dados de ventos foram coletados (modificado de Google Earth, 2006).

Os dados de ventos foram analisados com o objetivo de obter “rosas de areias” para a área de estudo e para cada perfil topográfico. Ainda, análises mensais foram conduzidas para comparação entre os potenciais de deriva eólica (DP-*Drift Potential*) (Fryberger, 1979) e o volume de sedimentos que foram efetivamente transportados para a duna frontal.

#### 2.4.1. Rosas de vento e de areia

As rosas de areia foram construídas para dois tipos de análises: (1) ventos soprando em direção à costa e (2) combinação destes ventos com aqueles que sopram longitudinalmente à costa (Fig. 2.9). De acordo com Rasmussen (1989) e

Arens *et al.* (1995), ventos em direção à costa que incidem sobre a duna frontal em ângulos entre 15 e 60° são geralmente refratados, cruzando a duna transversalmente. Assim, foi determinado que, para este trabalho, ventos em direção à costa (transversais) são aqueles incidentes na linha de costa em ângulos dentro do intervalo de 150°, ventos longitudinais são aqueles que incidem em relação à costa em ângulos inferiores a 15°.



Figura 2.9: Representação esquemática de ventos transversais e longitudinais.

A Tabela 2.3 mostra as direções dos ventos transversais e longitudinais para cada perfil, determinadas de acordo com a metodologia descrita acima. As rosas de ventos foram construídas a partir do programa WRPLOT.

Tabela 2.3: Ventos transversais e longitudinais para cada perfil.

Perfil 1		Perfil 2		Perfil 3		Perfil 4		Perfil 5		Perfis 6 e 7	
Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal
N	E	N	SE	NNE	N	ENE	NE	ENE	NE	ENE	NE
NNE	W	NNE	NNW	NE	S	E	SSW	E	SW	E	SW
NE		NE		ENE		ESE		ESE		ESE	
ENE		ENE		E		SE		SE		SE	
WNW		E		ESE		SSE		SSE		SSE	
NW		ESE		SE		S		S		S	
NNW				SSE				SWS		SSW	

### 2.4.1.1. Tabelas de freqüências

*Classes de direções:* As classes de direções utilizadas são de 16 setores similares de 22,5° cada (Tabela 2.4), propostas por Pearce & Walker (2005) como as mais apropriadas para conformar o método original de Fryberger (1979) e minimizar a influência de freqüências sistemáticas e tendências (*biases*).

Tabela 2.4: Classes de direções utilizadas neste trabalho.

Dir	Ângulo	Dir	Ângulo	Dir	Ângulo	Dir	Ângulo
N	0	E	90	S	180	W	270
NNE	22,5	ESE	112,5	SWS	202,5	WNW	292,5
NE	45	SE	135	SW	225	NW	315
ENE	67,5	SSE	157,5	WSW	247,5	NNW	337,5

*Classes de velocidades:* As classes de velocidades (Tabela 2.5) utilizadas foram modificadas de Pearce & Walker (2005), convertidas para m/s e com algumas classes adicionadas. No caso dos dados de ventos disponibilizados, as classes de velocidades entre >5,6 e <=7 m/s e as classes entre >7 e <=8,7 m/s tiveram que ser incluídas em relação às utilizadas por Pearce & Walker (2005), para evitar o fato de que o fator de ponderação (*weighting factor*) calculado para a classe entre 5,7 e 8,8 fosse negativo e não incluído nos cálculos de potenciais de deriva (DP's). Isto resultaria na exclusão da primeira classe de velocidade de vento, considerada por vários autores como a mínima necessária para o transporte eólico de sedimentos e conseqüentemente uma subestima do total potencial de deriva. Também foram observados no registro, velocidades de ventos maiores que 17,5 m/s (máximo de 50,073 m/s). Desta forma, 2 outras classes de velocidades foram adicionadas no final da curva de distribuição, i.e., maiores velocidades de vento.

Tabela 2.5: Classes de velocidades convertidas para m/s, modificadas daquela em nós de Pearce & Walker (2004).

Classes de velocidades	Classes de velocidades
0 a <=3	>11,3 a <=14,3
>3 a <=5,6	>14,3 a <=17,4
>5,6 a <=7	>17,4 a <=20,6
>7 a <=8,7	>20,6 a <=25
>8,7 a <=11,3	>25

#### 2.4.1.2. Cálculo dos Potenciais de Deriva – o “método de “Fryberger”

O método de Fryberger (1979) é amplamente utilizado na determinação do potencial de transporte de sedimentos em ambientes eólicos (Bullard, 1997; Pearce & Walker, 2005). O método utiliza dados de ventos (velocidade e direção) para calcular o potencial de deriva ou transporte de sedimentos e tem como base a determinação dos Potenciais de Deriva de areia (DP's) para cada classe de velocidade e direção. Fryberger (1979, pág. 133) refere-se à deriva de areia como o “processo de movimento de sedimentos ao longo do deserto, como resultado dos ventos de superfície” O método foi desenvolvido utilizando medições de ventos em uma altura de 10 m, padronizada pelo WMO (*World Meteorological Organization*) e grãos de areia quartzosos com um diâmetro médio de 0,25-0,3 mm.

O método requer um fator de ponderação (*weighting factor*), a importância relativa que cada classe de velocidade possui em relação ao total dos dados, ou como sugerido por Fryberger (1979, pág. 146), “o *weighting factor* é um número que representa as taxas relativas em que os ventos com diferentes médias de velocidades podem mover sedimentos”.

*Cálculo do fator de ponderação:*

O cálculo do fator de ponderação envolve uma derivação das classes de velocidades dos ventos, pelo uso de uma média da classe de velocidade e adicionando este valor na equação modificada de Lettau & Lettau (1978). A média estatística foi utilizada para definir o número entre os limites das classes de velocidades, ou o “ponto-médio” sugerido por Fryberger (1979). Pearce & Walker (2005) concluem que os pontos-médios sugeridos por Fryberger (1979) sobreestimam o potencial de deriva (DP) em relação aos calculados usando a média estatística. A equação do *weighting factor* (modificada de Lettau & Lettau, 1978) é dada por:

$$q = V^2 (V - V_t) * t \quad (2.16)$$

Onde:

$q$  = taxa anual do potencial de deriva de sedimentos, em unidades vetoriais (u.v.);



$V$  = velocidade média do vento medida à 10 m de altura (ponto-médio);

$V_t$  = velocidade crítica de impacto à 10 m de altura;

$t$  = freqüência do vento em cada classe de velocidade-direção.

Porque as medidas de velocidade e direção dos ventos nem sempre são feitas a 10 m de altura, de acordo com o padrão estabelecido pelo WMO, é necessário converter a velocidade registrada (em qualquer outra altura) para 10 m. Desta forma, para determinar  $V_t$  ou  $V_{(10)}$  usando a equação de Bagnold's (1941):

$$V_t = 5.75 * (V * t) * \log \frac{Z}{Z'} + (V' t) \quad (2.17)$$

Onde:

$V_t$  = Velocidade crítica a 10 m de altura;

$(V * t)$  = Velocidade crítica na superfície (\*100);

$Z$  = altura (padrão é igual a 10 m);

$Z'$  = rugosidade da superfície do grão ( $10 * d_{(mm)}$  de acordo com Belly, (1964)). Belly (1964) modificou a formula proposta por Bagnold para adequá-la a diferentes tamanhos de grão;

$V' t$  = velocidade de cisalhamento, dada por Zingg (1953) como  $20 * d_{(mm)}$  com o resultado em milhas/hora. Alternativamente, o resultado em cm/s pode ser encontrado usando  $894 * d_{(mm)}$ . O parâmetro 894 é o fator de conversão entre milhas/hora e cm/s (1 milha por hora = 160.934 cm / 3.600 s que é igual a 44.7, multiplicado por 20, como sugerido por Zingg (1953). O resultado total da equação 2 é dado em cm/s, fazendo-se necessário converter este resultado para m/s.

De acordo com Bagnold (1941),  $V * t$  é dado por:

$$V * t = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} * g d} \quad (2.18)$$

Onde:

$A=0.1$  (constante dada por Bagnold (1941) para tamanhos de grão iguais ou maiores que 0.25 mm);

$g$  = aceleração da gravidade ( $9.8 \text{ m/s}^2$ );

$\rho_s$  = densidade do grão de areia (2.650 kg/m<sup>3</sup> para quartzo);

$\rho_a$  = densidade do ar (1,22 kg/m<sup>3</sup>);

d = tamanho de grão (m).

Os potenciais de deriva (DP's) são a soma dos fatores de ponderação multiplicadas pelas frequências, para cada classe de velocidade-direção. As classes de velocidade que resultam em fatores de ponderação negativos não são consideradas nos cálculos de DP's, pois estas são mais baixas que a velocidade mínima requerida para iniciar o transporte do grão em questão. A soma de todas as DP's de cada classe de velocidade-direção é o valor total de DP, ou o valor total de potencial eólico de deriva dos sedimentos.

Uma vez que as DP's para cada classe de velocidade-direção foram calculadas, a Direção de Deriva Resultante (*Resultant Drift Direction - RDD*) é calculada e o Potencial de Deriva Resultante (*Resultant Drift Potential - RDP*) é determinado através de análise vetorial. O valor de RDD indica a direção resultante do transporte de sedimentos ou a direção pela qual o sedimento seria transportado sob a influência de todas as direções. O valor de RDP indica o potencial eólico de transporte de sedimentos (em unidades vetoriais), nestas condições. Ainda, valores de RDP/DP representam a variabilidade das direções dos dados de ventos. Valores altos refletem ventos unimodais, valores baixos refletem complexos regimes de ventos.

Os resultados são mostrados na forma de “rosas de areia”, um “histograma circular que representa o potencial de deriva de sedimentos para as 16 direções da bússola” (Fryberger, 1979, pág. 147). O comprimento dos braços da rosa representa o potencial de deriva, ou o valor de DP em unidade vetorial. Assim, a rosa de areia representa as direções e os respectivos potenciais de deriva. Note que os braços apontam na direção em que o sedimento está sendo transportado. As rosas de areia foram construídas para ventos transversais à costa e para estes juntamente com os ventos longitudinais.

## 2.5. Vegetação

O método de análise da cobertura vegetal da duna frontal na área de estudo será detalhado a seguir.

### 2.5.1. Levantamentos de campo

Os levantamentos de riqueza e densidade vegetal foram realizados em duas ocasiões: durante o verão, no dia 12/01/05, e durante o inverno, no dia 03/09/05. Seu objetivo foi o de analisar a presença e riqueza de espécies vegetais e o percentual de cobertura, além de testar se a riqueza de plantas está relacionada com a dinâmica eólica e da praia.

As análises foram realizadas ao longo dos perfis topográficos, abrangendo a área da duna frontal, iniciando em seu reverso e estendendo-se até o limite da vegetação, na face voltada para o mar (Figura 2.10). Esta área foi dividida em quadrados de 1 m<sup>2</sup> e em cada quadrado observou-se a presença de espécies (análise qualitativa) e estimou-se visualmente a percentagem de cobertura de cada espécie (análise quantitativa). Estas observações forneceram o número de espécies presentes, a porcentagem de cobertura total da vegetação ( $PC_t$ ) e de cada espécie presente ( $PC_i$ ).

As espécies vegetais foram identificadas taxonomicamente em campo. As espécies em que a identificação não foi possível foram coletadas, prensadas e posteriormente identificadas em laboratório.

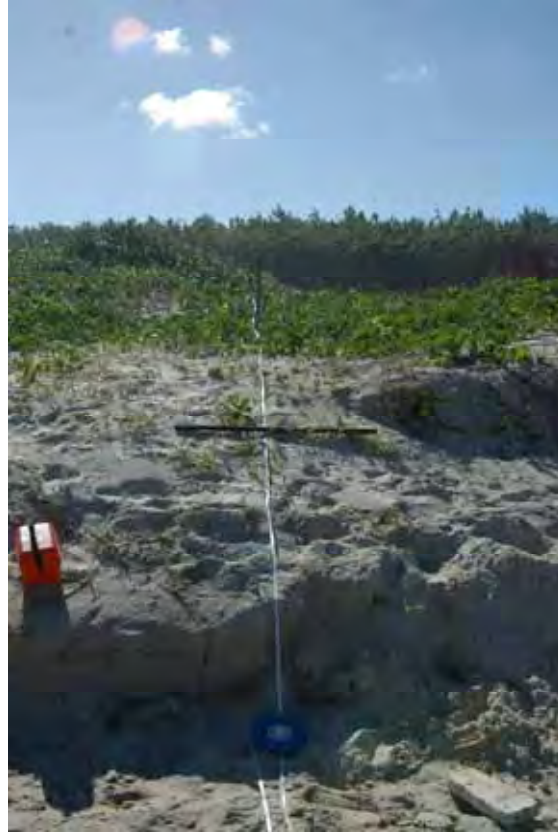


Figura 2.10: Levantamentos de campo da cobertura vegetal.

### 2.5.2. Análises estatísticas

Com base nas determinações do percentual de cobertura de cada espécie ao longo do perfil, foi elaborada uma lista florística e de frequência das espécies.

Foram realizadas comparações de índices de diversidade entre os perfis e entre os dois levantamentos, de acordo com o Índice de Diversidade ( $H'$ ) de Shannon (1948) e Brower *et al.* (1999):

$$H' = -\sum P_i \log P_i \quad (2.19)$$

Onde:

$P_i$  = valor de cobertura média de uma sp "i" / valor de cobertura média de todas as espécies.

Adicionalmente, foram realizadas análises da similaridade florística entre os perfis e entre os levantamentos, de acordo com o coeficiente de Sorensen (Krebs, 1989):

$$S_s = 2a / (2a + b + c) \quad (2.20)$$

Onde:

a = Número de espécies comuns na amostra A e na amostra B;

b = Número de espécies na amostra B, mas não ocorrentes na amostra A;

c = Número de espécies na amostra A, mas não ocorrentes na amostra B.

### 2.5.3. Análise de Escala Multidimensional

Uma Análise de Escala Multidimensional (*Multidimensional Scaling Analysis*) é muitas vezes o método escolhido para representação gráfica das comunidades e suas relações (Clarke & Ainsworth, 1993) devido à sua boa aplicação a dados que não são normalmente distribuídos.

Esta análise foi realizada com o objetivo de descrever os padrões mais fortes na composição das espécies e as características ambientais relacionadas a estes padrões, tais como volume de sedimentos e altura da duna frontal, largura da praia, orientação da linha de costa e acúmulo de sedimentos por ação eólica. Como em qualquer análise de ordenamento, esta análise simplesmente arranja itens ao longo de um ou múltiplos eixos (McCune & Grace, 2002) como uma maneira de resumir graficamente relações complexas, extraíndo um ou alguns padrões dominantes de um conjunto infinito de padrões secundários. Este processo resulta no posicionamento dos objetos ao longo de um eixo ou dimensão. No caso do presente estudo, cada quadrado (no qual foram determinadas a presença e potencial de cobertura das espécies), é posicionado ao longo de eixos ou dimensões que representam características ambientais e que melhor explicam a distribuição destes quadrados. Esta análise foi realizada a partir do programa computacional SAS (*Statistic Analysis System*).

---

## CAPÍTULO 3 - ONDAS

---

### 3.1. Introdução

A costa Sul-Brasileira é influenciada por ondas geradas no Oceano Atlântico Sul, onde ocorrem as interações entre a superfície oceânica e as massas de ar governadas pelos movimentos de ciclones associados a frentes frias e anti-ciclones, que se destacam da massa polar (Taljaard, 1967). As ondulações que são geradas nesta área meteorologicamente ativa, possuem um longo período e são geralmente responsáveis por eventos erosivos na costa. Ainda, a costa está sujeita a ondas que são geradas por ventos locais (Alves, 1996). As ondas de longo período, geradas em locais distantes da costa, são também conhecidas como *swell* e aquelas geradas localmente, de curto período, são chamadas de *sea*.

Devido à orientação da sua linha de costa, a praia de Moçambique, em sua porção sul, é abrigada em relação às ondas provenientes de sul, e sua exposição a estas ondas aumenta gradualmente em direção ao norte. O oposto ocorre para as ondas provenientes do quadrante norte.

Alguns trabalhos realizados na costa sul Brasileira, têm apontado a influência do transporte sedimentar no desenvolvimento das dunas costeiras, na largura da antepraia (Lima *et al.*, 2001; Toldo Jr., 2004) e na evolução da barreira costeira do Rio Grande do Sul (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg *et al.*, 2004; Martinho *et al.*, *no prelo*). Um estudo pioneiro da refração das ondas e do transporte de sedimentos foi realizado na praia de Moçambique, no intuito de conhecer o gradiente de energia das ondas e do transporte de sedimentos, estabelecendo sua influência no desenvolvimento do sistema praia-duna frontal.

Esta análise foi realizada utilizando-se os dados direcionais de ondas obtidos pelo ondógrafo, localizado em águas profundas, nas adjacências da Ilha de Santa Catarina (Capítulo 2). O método do Fluxo de Energia (US Army, 1984; 2003) foi aplicado nos setores da praia onde estão localizados os perfis topográficos monitorados. Após o clima de ondas ter sido analisado, as ondas mais características foram determinadas e foi então calculado, para cada setor, o potencial de transporte longitudinal de sedimentos produzido por estas ondas.

### 3.2. Clima de ondas durante o período analisado

A análise estatística dos dados medidos pelo ondógrafo forneceu informações relativas ao clima de ondas, durante os dois anos registrados.

A Figura 3.1 mostra a frequência de ocorrência (%) da direção dominante das ondas (em graus) durante os anos de 2002 e 2003. Foram registradas ondas provenientes entre norte e sudoeste, mas é possível observar que a frequência de ocorrência da direção das ondas mostra duas modas: uma de 170° (sul-sudeste) e outra de 70° (leste-nordeste).

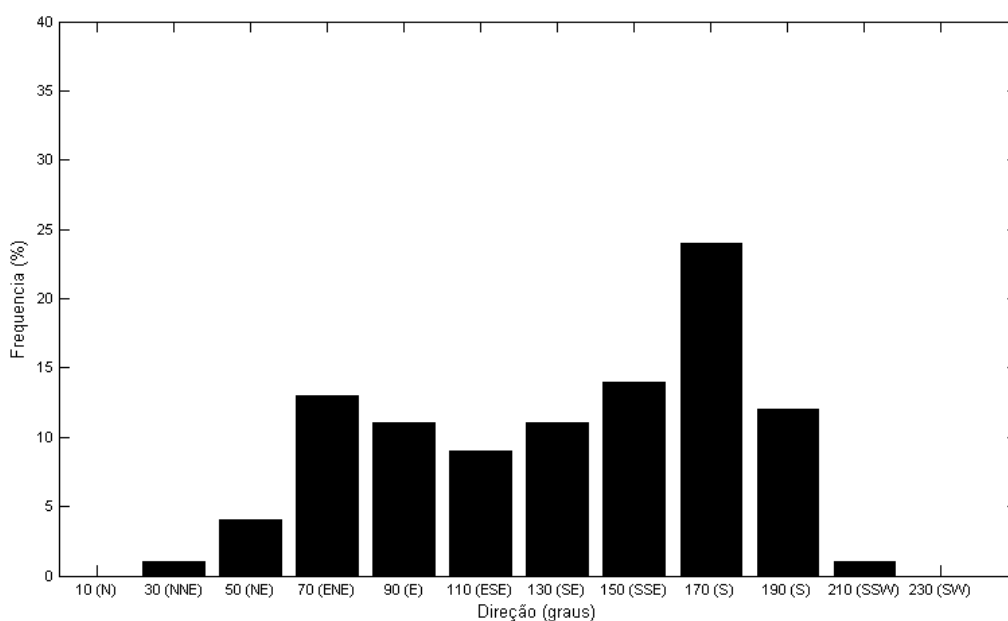


Figura 3.1: Frequência de ocorrência (%) da direção dominante das ondas (graus), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.

A Figura 3.2 mostra a frequência de ocorrência (%) do período de pico durante 2002 e 2003. O período mínimo foi de 3 segundos e o máximo de 19 segundos. Entretanto, o período mais freqüente foi de 9 s e o médio de 9,6 s.

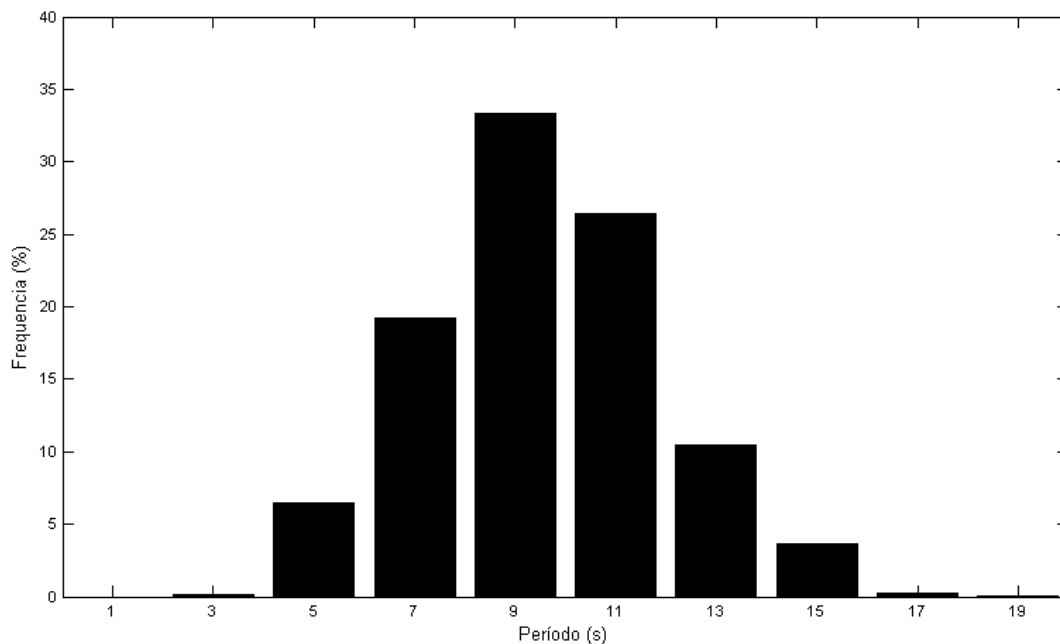


Figura 3.2: Frequência de ocorrência (%) do período de pico das ondas (segundos), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.

A menor altura significativa foi 0,5 m enquanto que a máxima foi de 4 m. A altura mais freqüente foi 1,25 e a média foi 1,5 m (Figura 3.3).

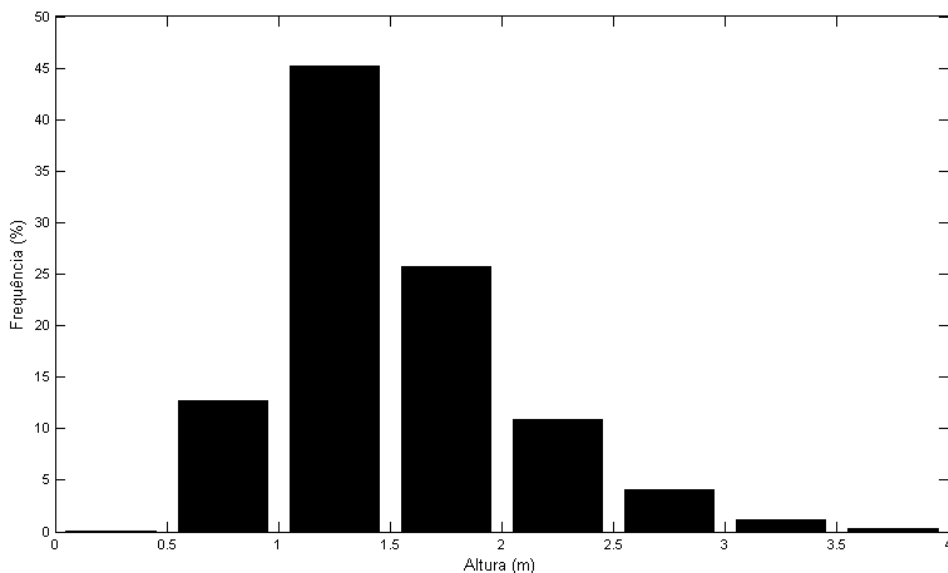


Figura 3.3: Frequência de ocorrência (%) da altura significativa de onda (m), entre janeiro de 2002 e dezembro de 2003.

A Tabela 3.1 mostra a freqüência de ocorrências das classes de período (s) e direção de onda (graus).



Tabela 3.1: Frequência de ocorrência (%) das classes de período de pico (s) e de direção dominante (°).

DIREÇÃO (°)	PERÍODO (s)										%
	0a2	2a4	4a6	6a8	8a10	10a12	12a14	14a16	16a18	18a20	
0-20	0,00	0,05	0,26	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32
20-40	0,00	0,04	0,57	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69
40-60	0,00	0,02	1,58	1,51	0,46	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	3,58
60-80	0,00	0,02	1,44	6,49	5,22	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	13,44
80-100	0,00	0,00	0,30	4,02	6,23	0,60	0,02	0,00	0,00	0,00	11,17
100-120	0,00	0,00	0,08	2,19	4,78	1,86	0,30	0,14	0,00	0,00	9,36
120-140	0,00	0,00	0,08	1,03	4,19	3,69	1,17	0,37	0,00	0,00	10,52
140-160	0,00	0,00	0,05	0,59	3,90	5,72	2,49	1,01	0,03	0,01	13,80
160-180	0,00	0,00	0,14	1,17	4,74	9,83	5,58	2,09	0,20	0,01	23,77
180-200	0,00	0,01	1,17	1,80	3,58	4,43	0,90	0,02	0,00	0,00	11,91
200-220	0,00	0,03	0,77	0,36	0,19	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	1,41
220-240	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
%	0,00	0,16	6,48	19,25	33,29	26,46	10,48	3,64	0,23	0,02	100

As ondas mais freqüentes são as originadas entre 160-180° (sul-sudeste), com 23,7% das ocorrências, seguidas por ondas originadas entre 60-80° (leste-nordeste), com 14,4% das ocorrências. O período mais freqüente foi entre 8 e 10 segundos, com 33,3% das ocorrências.

A Tabela 3.2 mostra a freqüência de ocorrências das classes de altura de onda (m) e direção (graus).

Tabela 3.2: Frequência de ocorrência (%) das classes de altura significativa das ondas (m) e de direção dominante (°).

DIREÇÃO (°)	ALTURA (m)									%
	0a0,5	0,5a1	1a1,5	1,5a2	2a2,5	2,5a3	3a3,5	3,5a4	4a4,5	
0-20	0,00	0,03	0,26	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32
20-40	0,00	0,22	0,42	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69
40-60	0,00	0,91	1,81	0,65	0,20	0,01	0,00	0,00	0,00	3,58
60-80	0,00	2,25	7,38	2,32	1,13	0,30	0,06	0,00	0,00	13,44
80-100	0,00	2,10	6,59	1,72	0,51	0,16	0,07	0,02	0,00	11,17
100-120	0,00	1,02	4,46	2,99	0,82	0,06	0,01	0,00	0,00	9,36
120-140	0,00	1,24	4,89	3,12	1,01	0,23	0,02	0,01	0,00	10,52
140-160	0,00	1,59	5,57	3,93	1,79	0,73	0,18	0,01	0,00	13,80
160-180	0,01	2,48	9,03	7,33	3,15	1,23	0,42	0,13	0,00	23,77
180-200	0,00	0,37	2,88	4,11	2,56	1,20	0,55	0,24	0,00	11,91
200-220	0,00	0,02	0,46	0,45	0,30	0,10	0,07	0,01	0,00	1,41
220-240	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
%	0,01	12,24	43,79	26,69	11,46	4,03	1,37	0,41	0,00	100

A altura significativa mais freqüente foi medida entre 1 e 1,5 m (43,8% das ocorrências), o que também foi observado por Araújo *et al.* (2003).

Alves (1996) analisou o registro de um ondógrafo localizado nas adjacências de São Francisco do Sul (aproximadamente 150 km ao norte da área

de estudo), entre fevereiro e maio de 1996. O autor observou que, para aquela região, as ondas provenientes de leste foram as mais freqüentes (60% das observações), e as ondas de sudeste foram as próximas mais freqüentes, com 20% das ocorrências. Em relação ao período, a classe mais freqüente foi entre 8 e 10 s (33,3%), e a altura significativa foi menor que 1 m (59,64%).

Outra maneira de representar as freqüências de distribuição dos dados de ondas é através do cruzamento das freqüências de ocorrências de dois parâmetros, um em relação ao outro. Por exemplo, a Figura 3.4 mostra as freqüências de ocorrências do período e da direção das ondas, tornando possível identificar o período mais freqüente relativo à direção de onda mais freqüente.

Na figura 3.4, estão bem definidos dois picos de maior freqüência: o primeiro de ondas provenientes de sul-sudeste ( $170^{\circ}$ ) com período de 12 s, e o segundo de ondas de leste-nordeste ( $73^{\circ}$ ), com período de 7 s. Estes picos representam as ondas mais longas, provenientes de sul, geradas em locais distantes da costa (*swell*), e as ondas de curto período, geradas próximas à costa, por ventos locais (*sea*). Estes dados são similares aos obtidos por Araújo *et al.* (2003). Os autores utilizaram os dados de 2002, medidos pelo mesmo ondógrafo e encontraram um *swell* de 12 segundos proveniente de sul e um *sea*, proveniente de leste, com período de 7 s.

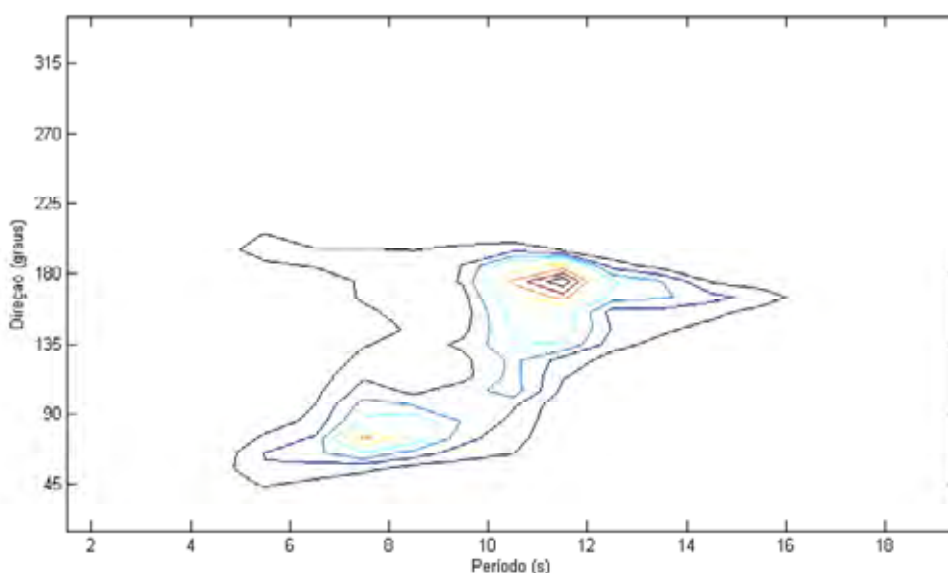


Figura 3.4: Freqüências dos dados combinados de direção (graus) e período (s) de onda, mostrando dois picos: um de ondas provenientes de  $170^{\circ}$  com período de 12 s e outro de ondas de  $73^{\circ}$ , com período de 7 s.

Uma representação similar está na Figura 3.5, a qual mostra o cruzamento entre as freqüências do período e da altura das ondas. Esta Figura mostra novamente duas diferentes condições: ondas de período mais curto (7 s) e com altura de 1,25 m, e ondas mais longas (12 s), com alturas distribuídas entre 1,2 e 1,7 m.

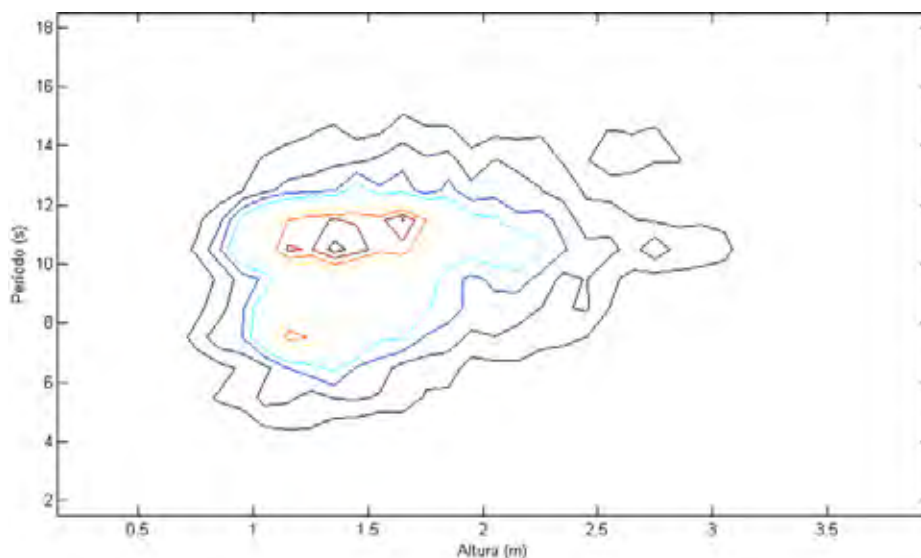


Figura 3.5: Freqüências dos dados combinados de período de pico (s) e altura significativa (m) das ondas, mostrando dois picos: um de ondas com período mais curto (7 s) e com altura de 1,25 m, e outro de ondas mais longas (12 s), com alturas entre 1,2 e 1,7 m.

Comparando altura e direção das ondas, é possível notar que as ondas mais freqüentes são de sul-sudeste ( $170^{\circ}$ ), com altura aproximada de 1,5 m. Um pico secundário de freqüência é composto por ondas de leste-nordeste ( $73^{\circ}$ ), medindo 1,25 m de altura (Figura 3.6).

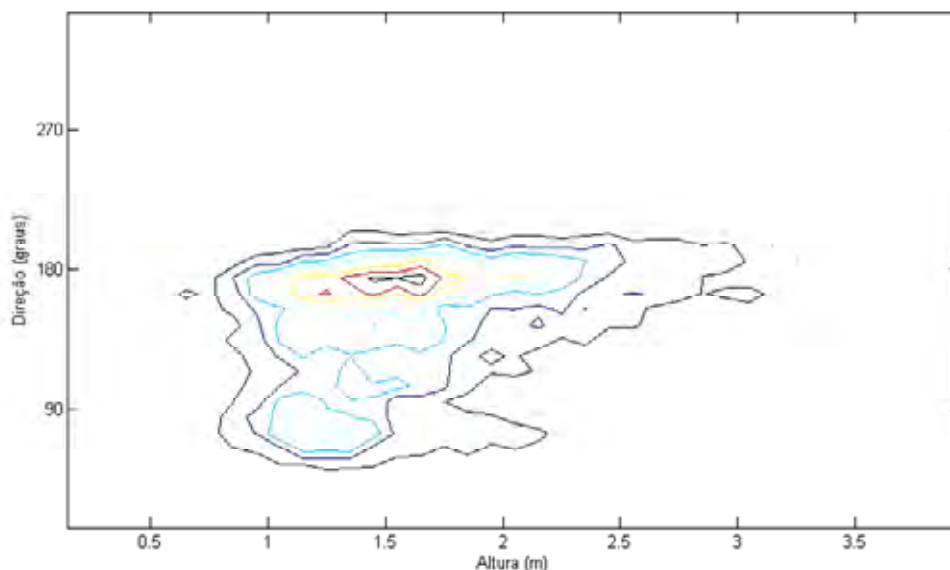


Figura 3.6: Frequências dos dados combinados de direção dominante (graus) e altura significativa (m) das ondas, mostrando dois picos: um de ondas de  $170^{\circ}$  com altura entre 1 e 2 m e outro composto por ondas de  $73^{\circ}$ , medindo 1,25 m de altura.

### 3.2.1. Variações sazonais na direção, altura e período das ondas

A figura 3.7 mostra a variação sazonal do período e da direção das ondas. A tendência geral é a mesma mostrada no conjunto total dos dados: as ondas de sul-sudeste e de leste-nordeste são as mais frequentes, e as últimas possuem período mais curto que as ondas de sul. Durante a primavera e o verão, é possível observar dois picos de frequência, enquanto que durante o outono e o inverno, apenas um pico é definido.

Durante a primavera, as ondas mais frequentes são de leste-nordeste ( $70^{\circ}$ ) com período em torno de 8 s e as ondas de leste-sudeste ( $120^{\circ}$ ) e de sul-sudeste ( $170^{\circ}$ ) com período aproximado de 11 s (Figura 3.7a).

Durante o verão, dois padrões bem definidos podem ser observados: ondas de leste-nordeste, com período em torno de 8 s e ondas de sul com período de 11 s, estas sendo notavelmente mais frequentes que as anteriores (Figura 3.7b).

Diferentemente das estações anteriores, durante o outono apenas uma onda é mais frequente, originada no sul com período de 12 s (Figura 3.7c). O mesmo é notado durante o inverno (Figura 3.7d).

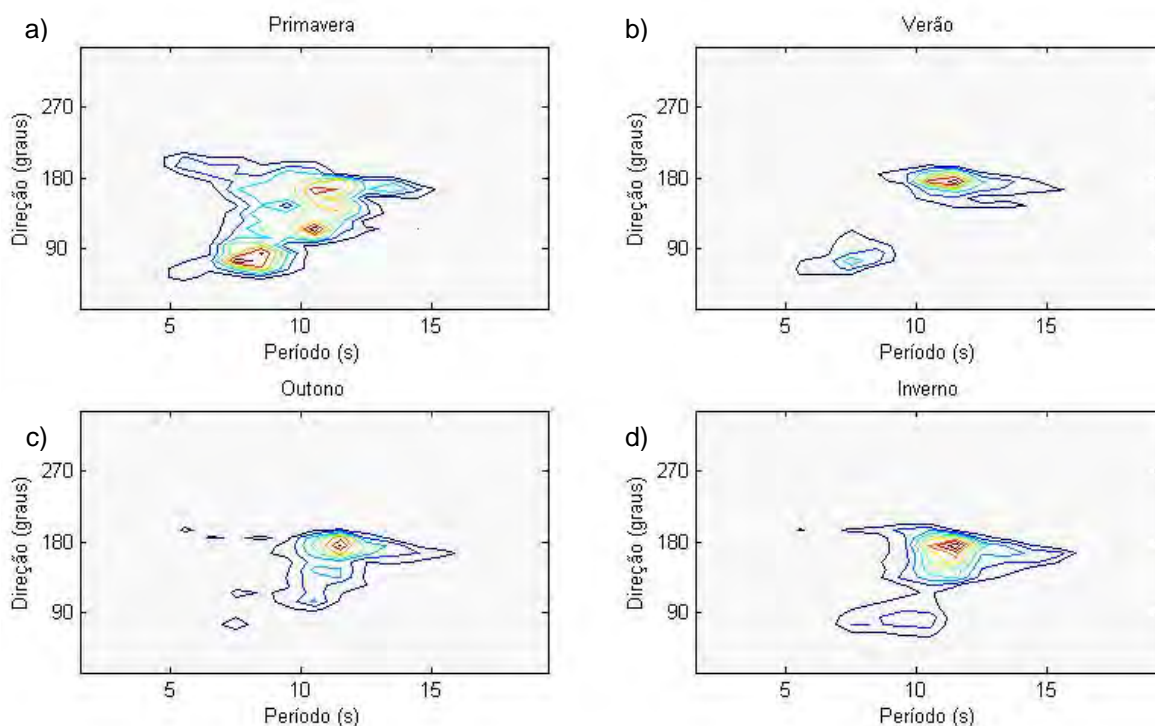


Figura 3.7: Variação sazonal da direção dominante e do período de pico das ondas.

A Figura 3.8 mostra a variação sazonal da direção (graus) e altura (m) das ondas. As ondas maiores são mais frequentes durante o inverno e as menores, durante o verão. Estes resultados confirmam os obtidos por Araújo *et al.* (2003).

Durante a primavera, a maior frequência é de ondas originárias de sul ( $170^\circ$ ) e com altura de 1,6 m. Um segundo pico é observado, embora suave, composto por ondas de leste-nordeste, medindo 1,3 m de altura (Figura 3.8a). A altura média de onda é de 1,5 m (Tabela 3.3).

No verão, a altura média de onda é de 1,2 m (Tabela 3.3). Durante esta estação, dois picos são detectados: o primeiro de ondas de leste-nordeste, com alturas menores (1,2 m), e o segundo de ondas de sul, com alturas entre 1 e 1,5 m (Figura 3.8b).

A definição destes dois picos diminui durante o outono, quando as ondas mais frequentes são de sul, com alturas medindo entre 1 e 2 m (Figura 3.8c). Nesta estação, a altura média de onda é de 1,56 m (Tabela 3.3).

Durante o inverno, as ondas mais frequentes são de sul, com alturas entre 1 e 1,6 m. Ondas maiores que 3 m também foram medidas, embora em menor frequência (Figura 3.8d). A altura média é de 1,7 m (Tabela 3.3).

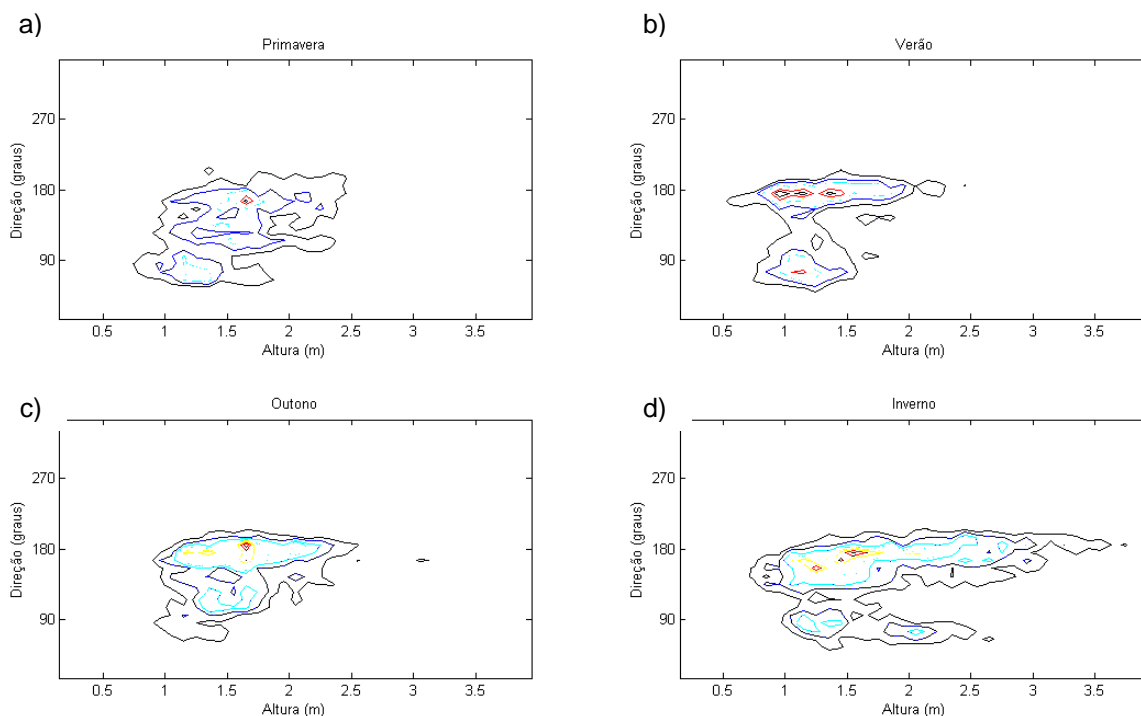


Figura 3.8: Variação sazonal da direção dominante ( $^{\circ}$ ) e da altura significativa (m) das ondas.

Em relação à variação sazonal do período e da altura das ondas, dois picos de frequência podem ser notados apenas durante a primavera e o verão (Figura 3.9).

Durante a primavera, ondas com período em torno de 9 s e altura de 1,2 m representam um pico de frequência. O outro pico é composto por ondas com período entre 9 e 11 s e altura de 1,7 m (Figura 3.9a).

No verão, dois picos de frequência, bem definidos, podem ser observados: ondas com período de 7 s e 1,3 m de altura e ondas com período de 11 s e 1 m de altura (Figura 3.9b).

Durante o outono, as ondas mais frequentes têm um período de 11 s e 1,7 m de altura (Figura 3.9c). Durante o inverno, as ondas mais frequentes têm um período de 11 s e altura entre 1,2 e 1,6 m (Figura 3.9d).

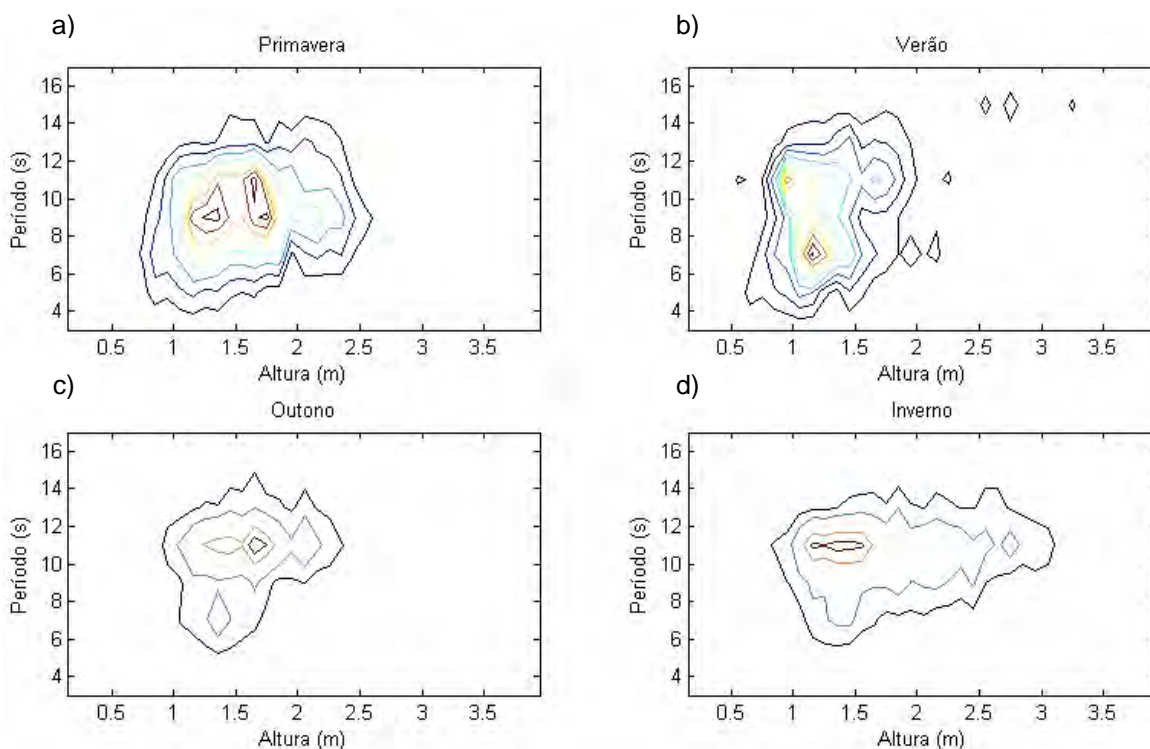


Figura 3.9: Variação sazonal do período de pico (s) e altura significativa (m) das ondas.

A Tabela 3.3 mostra os valores sazonais médios de altura e período das ondas e seus respectivos valores de desvio padrão. A altura de onda aumenta entre o verão e o inverno, e o desvio padrão também aumenta. Os períodos mais longos são observados durante o outono e o inverno. A maior variação dos valores de período de onda é observada durante o verão.

Tabela 3.3: Valores sazonais médios e de desvio padrão, da altura significativa e do período de pico, das ondas medidas entre 2002 e 2003.

	Hs (m)		T (s)	
	Média (m)	Desvio (m)	Média (m)	Desvio (m)
Primavera	1,49	0,46	8,90	2,14
Verão	1,28	0,45	9,08	2,61
Outono	1,56	0,43	10,04	2,34
Inverno	1,72	0,62	10,15	2,12

### 3.3. Refração e gradiente de energia das ondas

A análise da refração e dos gradientes de energia das ondas, na praia de Moçambique, foi realizada após a análise do clima de ondas e definição das ondas mais frequentes. A partir das tabelas 3.1 e 3.2, é possível observar que as ondas provenientes de sul-sudeste ocorrem em 23,7% das observações enquanto que as ondas de leste-nordeste ocorrem em 13,4%. Para estas ondas originárias

de sul-sudeste, o período mais freqüente é de 12 s e para as ondas de leste-nordeste, o período mais freqüente é de 7 s. Na verdade, as ondas com origem na classe de direção entre 140 e 160° foram as segundas mais freqüentes (13,8% das ocorrências), mas optou-se por considerar as ondas de ENE para realização do diagrama de refração, pois estas têm origem em um quadrante distinto, produzindo diferentes padrões de refração em relação às ondas de sul. Além disto, estas têm um valor de freqüência bastante próximo ao das ondas entre 140 e 160°.

A Figura 3.10 mostra o diagrama de refração das ondas de sul-sudeste (170°) com período de 12 segundos. A variação longitudinal do coeficiente de energia das ondas ( $S_o/S_b$  - ver Capítulo 2) está representada por diferentes cores.

Quando as ondas de sul estão incidindo na costa, a energia de onda aumenta do sul para o norte na praia de Moçambique (Figura 3.10). Devido à batimetria da antepraia, existem alguns pontos onde a energia se concentra, especialmente entre o centro e o norte da praia.



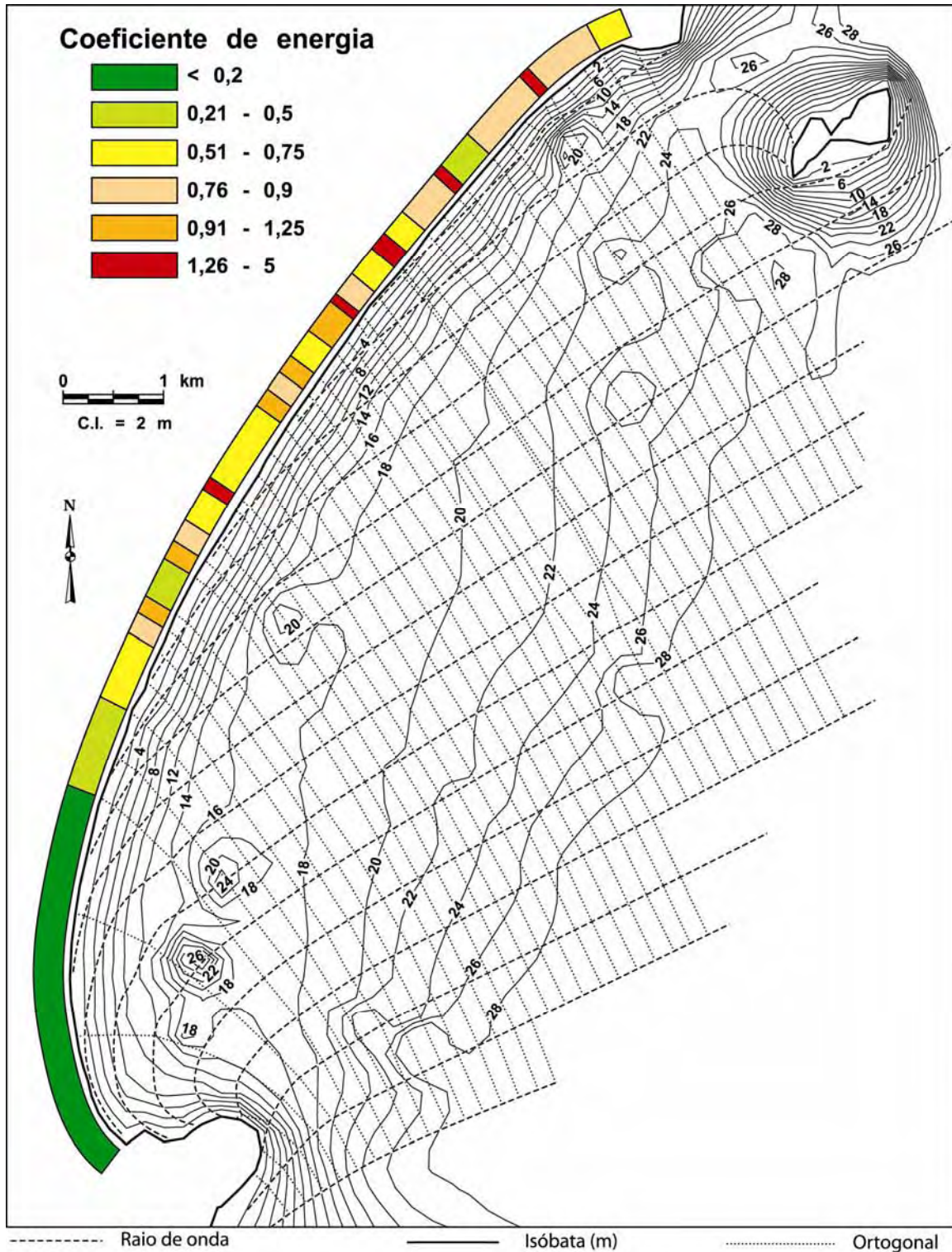
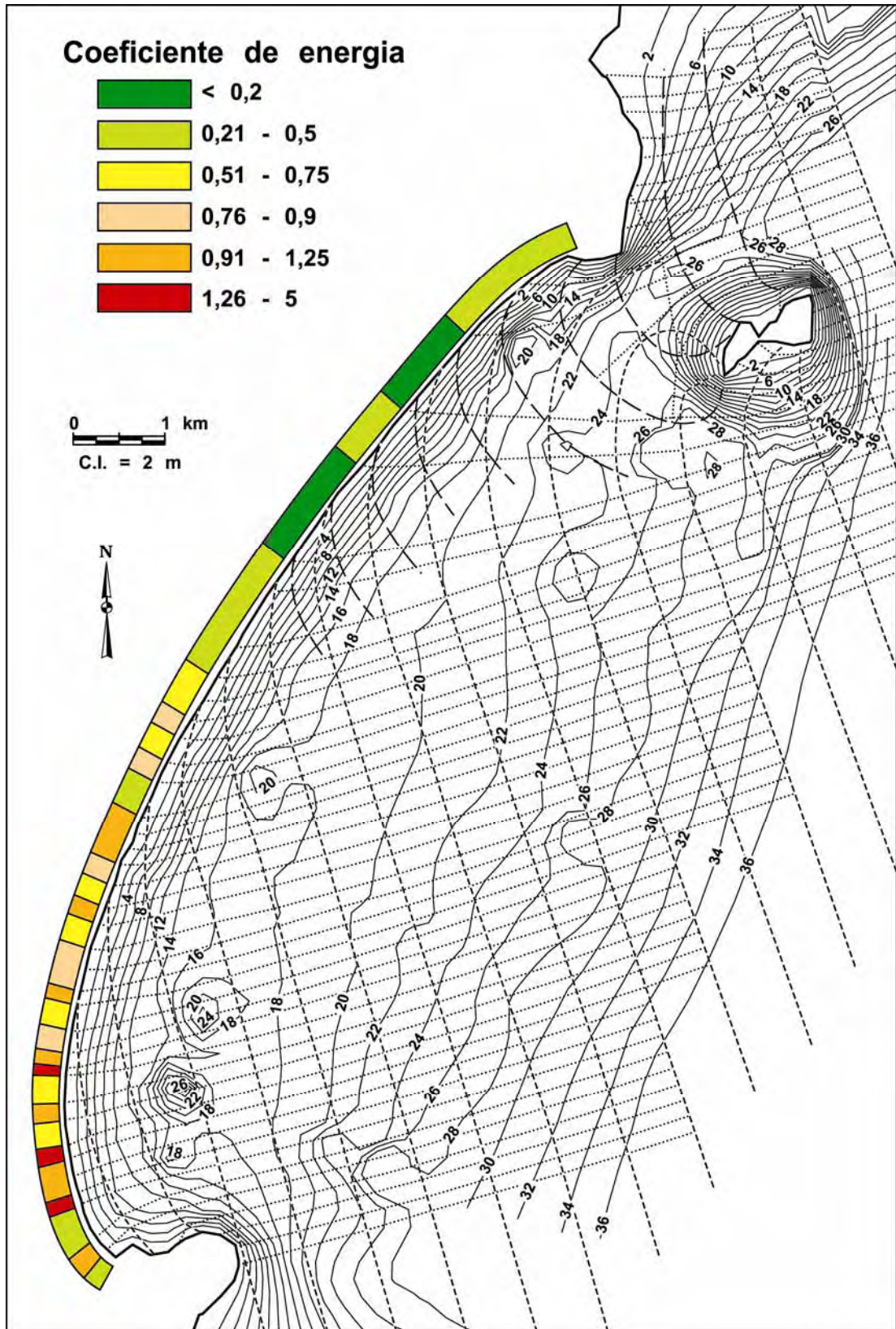


Figura 3.10: Diagrama de refração das ondas provenientes de sul-sudeste ( $170^{\circ}$ ) com período de 12 s. A batimetria foi obtida através de levantamentos executados pela autora. As ortogonais das ondas estão mais espalhadas no sul da praia do que no norte. A resultante variação do coeficiente de energia das ondas está representada por diferentes cores.

A Figura 3.11 mostra o diagrama de refração das ondas de ENE ( $73^\circ$ ), com período de 7 s. Neste caso, a energia de onda *diminui* do sul para o norte da praia. Os pontos com concentração de energia de onda ocorrem principalmente ao sul da praia, entre os perfis 2 e 3.

Esta onda é dividida em duas quando passa em torno da Ilha das Aranhas, produzindo uma separação dos raios e dois grupos distintos de ondas que irão alcançar a linha de costa e mostrando um padrão complexo de incidência no extremo norte do embaiamento (Figura 3.11). Entretanto, neste ponto, as ondas parecem ter um ângulo de quebra similar. Foi considerado que a onda dominante, em se considerando refração e gradiente de energia, é aquela se aproxima da costa mais ao largo da Ilha das Aranhas, já que esta onda incide ao longo da linha de costa por inteiro.

Ondas provenientes de sul-sudeste são mais energéticas e mais freqüentes que as ondas de ENE (Tabelas 3.1 e 3.2). Estas possuem alturas de onda entre 1 e 1,5 metro (9% das ocorrências), mas algumas podem chegar à alturas maiores que 3,5 m (0,13% das ocorrências), enquanto que as ondas de ENE são menores e menos freqüentes (Tabela 3.2). Isto significa que alguns pontos da linha de costa potencialmente sofrem maior erosão quando as ondas de sul estão operando, se para isso estiver sendo considerada apenas a energia de onda.



----- Raio de onda      ——— Isóbata (m)      ..... Ortogonal  
 Figura 3.11: Diagrama de refração das ondas de leste-nordeste (73°), com período de 7 s.

### 3.4. Transporte de sedimentos

Klein *et al.* (2002) extraíram por meio de fotografias aéreas verticais, os parâmetros necessários para aplicação do modelo parabólico de equilíbrio em planta, de acordo com o proposto por Hsu *et al.* (1989a,b) e Hsu & Evans (1989). Os autores definiram que a praia de Moçambique se apresenta em equilíbrio dinâmico, ou seja, com aporte e transporte longitudinal de sedimentos ativos, pelo fato da forma da praia (em planta) não estar ainda ajustada em relação ao clima de ondas incidente.

O potencial de transporte longitudinal foi calculado para as duas ondas mais freqüentes, determinadas a partir da análise dos dados de ondas. A Figura 3.12 mostra os resultados obtidos através dos cálculos do transporte de sedimentos para ondas de sul-sudeste ( $170^\circ$ ) com período de 12 s. A Tabela 3.4 mostra as características dos sedimentos praias ( $M_z$  e  $w_f$ ), utilizadas nos cálculos, os valores de  $K$ , a orientação da linha de costa ( $\theta$  e  $\alpha_b$ ),  $P\ell$  e o transporte de sedimentos ( $l\ell$  e  $Ql$ ), para cada perfil, quando ondas de sul estão incidindo na costa.

Neste caso, o transporte de sedimentos ocorre em direção ao norte, com uma suave reversão neste padrão em torno do perfil 1, onde o sedimento é transportado em direção ao sul, devido à orientação da linha de costa e difração das ondas causada pelo promontório (Figura 3.12). O maior transporte de sedimentos ocorre em torno dos perfis 6 e 7, o mínimo ocorre em torno do perfil 2 (Tabela 3.4).

Tabela 3.4: Características dos sedimentos praias e transporte de sedimentos para as ondas de sul-sudeste ( $170^\circ$ ) com período de 12 s.

	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfis 6 e 7
$M_z$	0,14	0,17	0,45	0,49	0,38	0,17
$w_f$	1,31	1,75	6,48	7,07	5,23	1,72
$K$	1,07	0,88	0,29	0,43	0,54	0,83
$\theta$	180	87	121	134	140	145
$\alpha_b$	0,04	-0,25	-0,18	-0,12	-0,1	-0,1
$P\ell$	3,15	-2,23	-9,13	-8,77	-7,98	-7,06
$l\ell$	3,38	-1,96	-2,73	-3,83	-4,31	-5,88
$Ql$	11,18	-6,49	-9,01	-12,65	-14,25	-19,41

$M_z$  = tamanho médio do grão (mm);  $w_f$  = velocidade de queda do grão (cm/s);  $K$  = coeficiente adimensional;  $\theta$  = azimute da orientação da linha de costa ( $^\circ$ );  $\alpha_b$  = ângulo da onda com a linha de costa ( $^\circ$ );  $P\ell$  = fluxo de energia ao longo da costa  $\times 10^3$ (N/s);  $l\ell$  = taxa de transporte do peso submerso  $\times 10^3$ (N/s);  $Ql$  = taxa do transporte volumétrico de sedimentos  $\times 10^6$ (m<sup>3</sup>/ano). Os sinais positivos e negativos dos valores médios indicam a direção líquida da deriva litorânea ( - para o norte ou + para o sul).

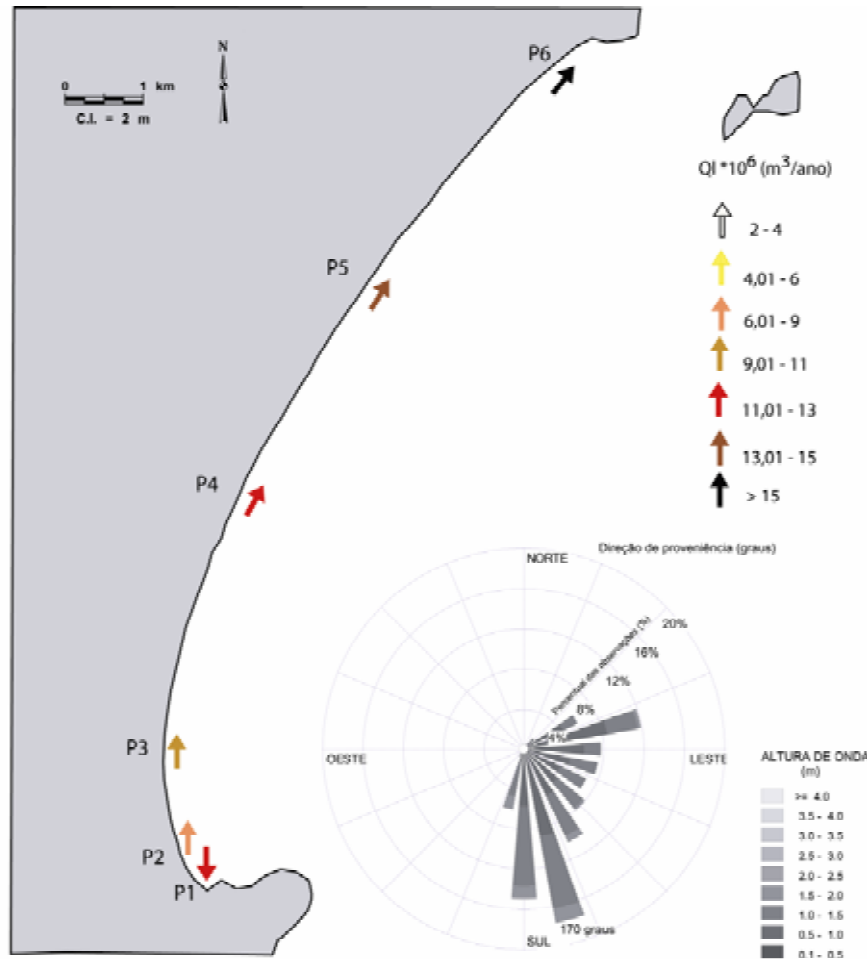


Figura 3.12: Taxas anuais de potencial de transporte líquido longitudinal de sedimentos para ondas de sul-sudeste (170°) com período de 12 s.

O transporte longitudinal de sedimentos gerado por ondas de leste-nordeste (73°) é mostrado na Figura 3.13. A deriva litorânea líquida é em direção ao sul, com uma reversão nesta direção em torno do perfil 1, devido à mudança na orientação da linha de costa relacionada à direção das ondas incidentes. A Tabela 3.5 mostra as características dos sedimentos praias ( $M_z$  e  $w_f$ ), utilizadas nos cálculos,  $K$ , orientação da linha de costa ( $\theta$  e  $\alpha_b$ ),  $P_l$  e transporte de sedimentos ( $I_l$  e  $Q_l$ ), para cada perfil, quando ondas de ENE com período de 7 segundos estão incidindo na costa.

Tabela 3.5: Características dos sedimentos praias e transporte de sedimentos para as ondas de ENE (73°) com período de 7 s.

	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfis 6 e 7
Mz	0,14	0,17	0,45	0,49	0,38	0,17
$w_f$	1,31	1,75	6,48	7,07	5,23	1,72
K	0,82	0,67	0,23	0,33	0,41	0,64
$\theta$	180	87	121	134	140	145
$\alpha_b$	0,33	0,08	0,24	0,24	0,26	0,33
P $\ell$	-1,92	1,61	3,42	2,91	2,47	2,02
l $\ell$	-1,59	1,09	0,80	0,97	1,02	1,30
Ql	-5,24	3,60	2,67	3,23	3,36	4,29

Mz = raio do grão (mm);  $w_f$  = velocidade de queda do grão (cm/s); K = coeficiente adimensional;  $\theta$  = azimute da orientação da linha de costa (°);  $\alpha_b$  = ângulo da onda com a linha de costa (°); P $\ell$  = fluxo de energia ao longo da costa x 10<sup>3</sup>(N/s); l $\ell$  = taxa de transporte do peso submerso x 10<sup>3</sup>(N/s); Ql = taxa do transporte volumétrico de sedimentos x 10<sup>6</sup>(m<sup>3</sup>/ano). Os sinais positivos e negativos dos valores médios indicam a direção líquida da deriva litorânea (- para o norte ou + para o sul).

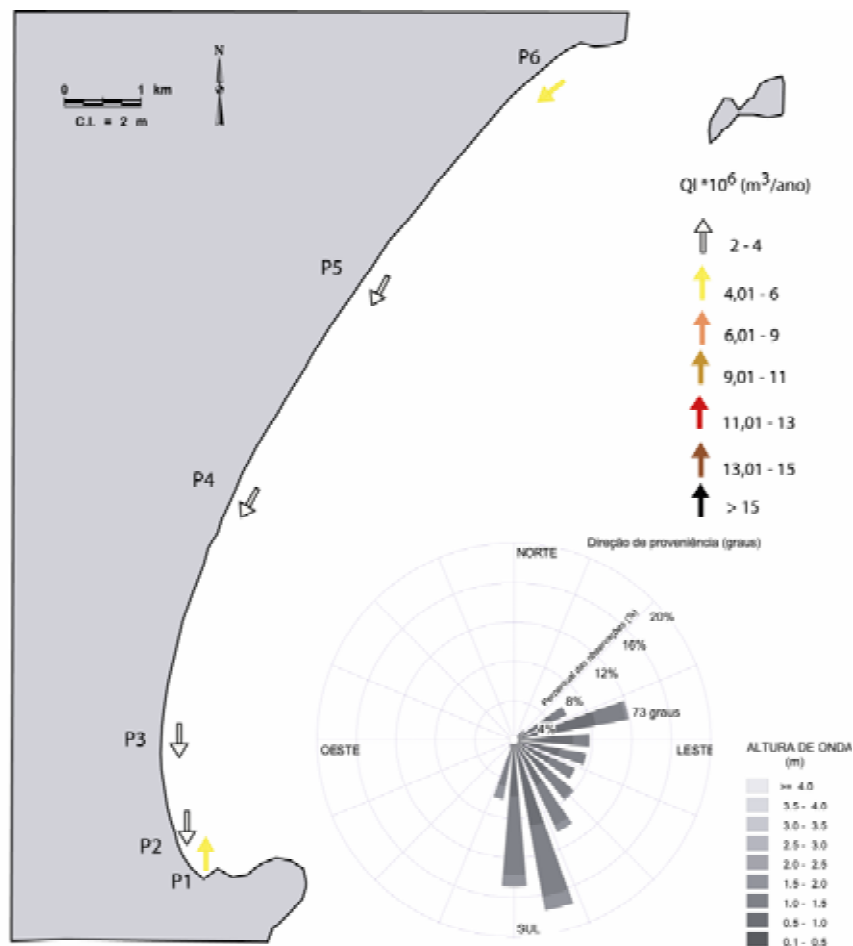


Figura 3.13: Taxas anuais de potencial de transporte líquido longitudinal de sedimentos para ondas de ENE (73°) com período de 7 s.

Neste caso, a taxa do potencial de transporte de sedimentos diminui em direção ao sul, ou seja, na direção da corrente (Figura 3.13). Em ambos os casos (ondas de S e de ENE), os valores máximos de transporte de sedimentos foram

medidos em torno do perfil 6 e os mínimos, em torno do perfil 3 (Tabelas 3.4 e 3.5).

Poderia ser argumentado que, durante as condições de *sea*, (ondas de ENE), a parte norte da praia estaria perdendo sedimentos enquanto que a parte sul ganharia. Entretanto, o transporte durante estas condições *diminui* em direção ao sul (Figura 3.13), indicando que deve(m) existir (i) uma área onde a maior parte dos sedimentos são depositados (porção central-sul da praia) e/ou (ii) apenas sedimentos mais finos podem ser transportados em direção ao sul. O tamanho dos sedimentos praias varia consideravelmente ao longo da costa, como indicado no Capítulo 1, podendo esta variação refletir o gradiente no potencial de transporte de sedimentos. As areias mais finas estão nos extremos norte e sul da praia, enquanto que as mais grossas estão localizadas na sua porção central. A areia fina, no sul, pode estar sendo (ou ter sido) acumulada neste local devido ao transporte gerado pelas ondas de NE a ENE, que *diminui* em direção ao sul. Desta forma, apenas os sedimentos mais finos podem ser transportados em direção ao sul, enquanto que os mais grossos são depositados na porção central da praia.

Durante condições de *swell* (ondas de S), uma visão geral dos dados indica que existe uma deriva litorânea líquida de sul para norte. A parte mais ao sul da praia (em torno do perfil 1), sofre uma reversão no transporte de sedimentos, comparado com o resto da praia e assim, talvez os sedimentos mais finos fiquem ali retidos mesmo durante estas condições (Figura 3.12).

Como indicado no Capítulo 1 e na Tabela 3.4, o tamanho de grão varia ao longo da praia, de areia fina, no sul (0,14 a 0,17 mm nos perfis 1 e 2), passando a areia média, no meio da praia (0,45 e 0,49 mm nos perfis 3 e 4), média (0,38 mm no perfil 5), à areia fina (0,17 mm) no perfil 6, no norte da praia. A metodologia para o cálculo do transporte de sedimentos de cada perfil (ver Capítulo 2), utiliza nas equações, o tamanho de grão presente em cada perfil. Isto significa que, nos cálculos do transporte de sedimentos em torno do perfil 4, por exemplo, o tamanho de grão é igual a 0,49 mm e no perfil 6, o tamanho de grão é bem menor (0,17 mm). Desta forma, o transporte de sedimentos resultante aumenta entre os dois perfis, durante condições de ondas de sul (Figura 3.12). Este resultado pode ter sido influenciado pela diferença no tamanho de grão, já que a energia

necessária para mover a areia mais grossa no centro da praia seria na verdade maior que a energia necessária para mover os sedimentos mais finos no setor norte da praia. De fato, existe um declínio no gradiente de transporte de sedimentos em direção ao norte, com o maior grau de transporte em torno do perfil 4 e diminuindo em direção à porção norte da praia. Isto pode ser confirmado pela Tabela 3.6, onde o transporte de sedimentos de cada perfil foi calculado utilizando o mesmo tamanho de grão do perfil 6 (0,17 mm) e do perfil 4 (0,49 mm), simulando o transporte de sedimentos que ocorreria se a praia fosse composta por um único tamanho de grão.

Tabela 3.6: Cálculo do transporte de sedimentos de cada perfil, utilizando um mesmo tamanho de grão ( $Mz = 0,17$  mm, equivalente ao perfil 6 e  $Mz = 0,49$  mm, equivalente ao perfil 4), para as ondas de sul e de ENE. Em ambos os casos, o maior transporte de sedimentos deste tamanho é maior em torno do perfil 4.

	Mz = 0,17 mm		Mz = 0,49 mm	
	QI (S)	QI (ENE)	QI (S)	QI (ENE)
Perfil 1	8,66	-4,08	2,51	-1,24
Perfil 2	-6,57	3,65	-1,89	1,09
Perfil 3	-29,65	8,45	-8,39	2,49
Perfil 4	-47,30	11,73	-12,66	3,23
Perfil 5	-40,50	9,37	-10,90	2,60
Perfis 6 e 7	-19,41	4,29	-5,63	1,30

QI= taxa do transporte volumétrico de sedimentos x  $10^6$ (m<sup>3</sup>/ano).

Assim, a porção central da praia é uma área de maior transporte de sedimentos, devido à orientação da linha de costa e à altura e direção das ondas. O decréscimo, em direção ao norte, do transporte de sedimentos, provavelmente favorece o depósito de sedimentos mais grossos na porção central e central-norte da praia, enquanto que os sedimentos mais finos são transportados em direção ao norte. Estes resultados confirmam o sugerido por Leal (2000).

O mesmo pode acontecer no arco praial Joaquina-Campeche, ao sul de Moçambique. Esta praia tem o mesmo comprimento e orientação de Moçambique e mostra uma gradação lateral no tamanho de grão, variando entre areia fina em suas extremidades e areia grossa no meio da praia (Miot da Silva, 2002; Torronteguy, 2002).

Outra possibilidade é de que os sedimentos médios e grossos da praia de Moçambique sejam oriundos de uma herança geológica, mas parece bastante questionável que 7.000 anos de retrabalhamento e transporte dos sedimentos



pelas ondas não produziria a sua atual distribuição. Ainda, a mesma herança geológica, verificada em ambas as praias (Joaquina e Moçambique), e no mesmo local (meio da praia), sugere fortemente um controle hidrodinâmico na distribuição sedimentar.

A Tabela 3.7 mostra o transporte longitudinal líquido das ondas que incidem na costa a partir de diversas direções, com diferentes períodos e alturas. O transporte médio de cada setor da praia foi calculado e a porcentagem da contribuição de cada onda, ao transporte total de sedimentos, foi também determinada. As ondas mais freqüentes do registro representam 25 e 3% do transporte total de sedimentos (ondas de sul e de ENE, respectivamente). As ondas provenientes do quadrante sul são as mais freqüentes, entretanto, entre estas, as ondas de 180° são menos freqüentes que as de 170°, mas representam mais de 50% do transporte de sedimentos, devido à sua maior energia (altura de onda) (Tabela 3.7).

Tabela 3.7: Transporte longitudinal líquido calculado para cada perfil (1 a 7) para ondas originadas em diversas direções com diferentes períodos e alturas.

Dir	0	45	90	135	180	73	170
T	5	6	8	9	11	7	12
Ho	1	1.25	1	1.25	1.75	1	1.25
	QI	QI	QI	QI	QI	QI	QI
Perfil 1	0.00	-12.56	0.00	22.09	0.00	-5.25	11.19
Perfil 2	0.50	10.16	-0.97	-17.97	5.37	3.60	-6.49
Perfil 3	-1.50	1.67	2.84	-2.91	-15.24	2.67	-9.02
Perfil 4	-2.34	0.17	4.60	-0.31	-25.12	3.23	-12.66
Perfil 5	-2.81	-1.06	5.57	1.91	-30.66	3.37	-14.26
Perfis 6 e 7	-4.29	-3.34	8.24	5.86	-45.72	4.29	-19.41
média	-1.74	-0.83	3.38	1.44	-18.56	1.99	-8.44
%	5.30	2.52	5.20	1.38	56.59	3.28	25.73

Dir = direção da onda em águas profundas (°), T = período da onda (s), Ho = altura da onda em águas profundas (m), QI = transporte líquido longitudinal de sedimentos ( $\times 10^6(m^3/ano)$ ), % = freqüência do transporte longitudinal de sedimentos para cada onda na praia de Moçambique. Os sinais positivos e negativos dos valores médios indicam a direção líquida ( - para o norte ou + para o sul) da deriva litorânea.

Lima *et al.* (2001) de forma similar, obteve resultados que comprovam que as ondas incidentes do quadrante sul são mais importantes em relação ao transporte de sedimentos. Os autores calcularam o transporte longitudinal de sedimentos para a costa do Rio Grande do Sul e concluíram que as ondas de NE, com 30% da freqüência total das observações de curto período, e geradas localmente, são responsáveis por menos de 2% do transporte total de

sedimentos. As ondas de sul tiveram 9% das ocorrências, mas foram responsáveis por mais de 30% do transporte de sedimentos.

No perfil 1, o transporte de sedimentos durante as ondas provenientes de  $180^\circ$  é nulo, e os sinais positivo do perfil 2 e negativo do perfil 3 sugerem que, na área destes dois perfis, ocorre uma divergência de sedimentos, que é relativamente freqüente, e a quantidade de sedimentos envolvida neste processo é considerável. A área adjacente ao perfil 2 representa uma divergência de sedimentos durante ondas de sul-sudeste ( $170^\circ$ , Figura 3.12) e convergência durante ondas de ENE (Figura 3.13).

Finalmente, as ondas provenientes de sul-sudeste são mais freqüentes e produzem um maior transporte longitudinal de sedimentos que as ondas de ENE (Tabelas 3.4 e 3.5). Se considerando as taxas de transporte de sedimentos das ondas mais freqüentes, é possível concluir que a parte norte de Moçambique está potencialmente em um balanço positivo de sedimentos (ganha mais que perde), e que a parte sul da praia está potencialmente em um balanço negativo de sedimentos (perde mais que ganha).

### 3.5. Conclusões

A análise do clima de ondas da área de estudo mostra que duas ondas incidem na costa com maior freqüência: ondas longas (de maior período) de sul-sudeste ( $170^\circ$ ) com altura que varia entre 1,2 e 1,7 m e período de 12 s, e ondas de período mais curto (7 s) originadas em leste-nordeste ( $70^\circ$ ) com altura média de 1,25 m. As primeiras representam as ondas de longo período, originadas distantes da costa (*swell*), enquanto as ondas mais curtas são geradas próximas à costa, por ventos locais (*sea*).

Ondas de maior altura são mais freqüentes durante o inverno, e as menores são mais freqüentes durante o verão. Estes resultados são similares aos obtidos por Araújo *et al.* (2003). Existe uma variação sazonal na direção das ondas. Geralmente, durante a primavera e o verão, podem ser observados os picos de freqüência das ondas *swell* e *sea*, mas durante o outono e o inverno, as ondas *swell* são as mais freqüentes.

A partir da análise dos diagramas de refração das ondas, é possível concluir que, quando as ondas de sul-sudeste ( $170^\circ$ ) estão operando na costa, a

energia *aumenta* de sul para norte na praia de Moçambique. Devido à batimetria da antepraia e plataforma interna, a energia de onda é concentrada em alguns pontos, especialmente entre o meio e o norte da praia. Quando as ondas de ENE (73°) estão incidindo na costa, a energia de onda *diminui* de sul para norte e neste caso, os pontos de concentração de energia ocorrem principalmente na parte sul da praia, entre os perfis 2 e 3.

As ondas de sul-sudeste são mais energéticas e mais freqüentes que as ondas de leste-nordeste. A altura mais freqüente destas ondas está entre 1 e 1,5 m, mas algumas podem alcançar até 4 m. Por outro lado, as ondas de ENE são menores e menos freqüentes. Isto significa que, quando as ondas de sul estão incidindo na costa, os pontos de concentração de energia potencialmente sofrem mais erosão que quando em condições de ENE, se apenas a energia de onda estiver sendo considerada.

As ondas originadas no quadrante sudeste produzem uma deriva litorânea em direção ao norte, com uma reversão neste padrão em torno do perfil 1, onde o sedimento é transportado em direção ao sul, devido à orientação da linha de costa e difração das ondas causada pelo promontório. O transporte máximo de sedimentos ocorre em torno dos perfis 6 e 7 e o mínimo, em torno do perfil 2. O transporte longitudinal de sedimentos gerado pelas ondas de ENE é em direção ao sul, com uma reversão em direção ao norte em torno do perfil 1.

Ao contrário do observado para as ondas de sul, no caso das ondas de ENE a taxa do potencial de transporte longitudinal de sedimentos diminui na direção da corrente litorânea. Em ambos os casos, os valores máximos de transporte de sedimentos foram medidos em torno do perfil, 6 e os mínimos em torno dos perfis 2 e 3.

Os resultados do transporte longitudinal de sedimentos podem ter sido influenciados pela forte diferença no tamanho dos sedimentos entre cada perfil. Considerando um único tamanho de grão, é possível observar que a porção central da praia (perfil 4) é uma área de maior transporte de sedimentos, devido à orientação da linha de costa e altura e direção das ondas. O decréscimo, em direção ao norte, do transporte de sedimentos, provavelmente favorece o depósito de sedimentos mais grossos na porção central e central-norte da praia, enquanto que os sedimentos mais finos são transportados em direção ao norte.

As ondas mais freqüentes do registro representam 25 e 3% do total do transporte de sedimentos (ondas de sul e de ENE, respectivamente). Ondas provenientes do quadrante sul são mais freqüentes, porém, as ondas de 180° são menos freqüentes que as de 170° e representam mais de 50% do transporte de sedimentos, devido à sua maior energia (altura).

Em geral, ondas do quadrante sul são mais freqüentes e produzem um maior transporte de sedimentos que as ondas de ENE. Considerando-se as taxas do transporte líquido longitudinal de sedimentos das ondas mais freqüentes, é possível concluir que a porção norte da praia de Moçambique está, em uma escala de longo termo, em um balanço positivo de sedimentos.

---

## **CAPÍTULO 4 – MORFODINÂMICA DOS SISTEMAS PRAIA E DUNA**

---

### **4.1. Introdução**

A praia de Moçambique mostra uma significativa variação longitudinal nas topografias da praia e da duna frontal, as quais podem estar relacionadas ao tamanho de grão, energia de onda (Leal, 1999) e fonte de sedimentos (Miot da Silva, 2002).

Com o objetivo de explicar estas variações morfológicas, foram monitorados, ao longo de um ano, 7 perfis topográficos da praia e da duna frontal. Os perfis foram situados em locais onde era possível observar diferenças no tamanho de grão, tipo de praia, morfologia e tamanho da duna frontal, cobertura vegetal, exposição aos ventos e às ondas e orientação da linha de costa (ver Capítulo 2, Figura 2.1).

A descrição e os limites dos sistemas praia e duna são mostrados no Capítulo 1 (Figura 1.1). Neste capítulo serão discutidos as mudanças longitudinais na morfologia, morfodinâmica e volume de sedimentos na praia e na duna frontal.

### **4.2. Perfis topográficos da praia e da duna frontal**

A seguir, será apresentada a descrição dos perfis praias, iniciando no perfil mais ao sul do embaçamento (perfil 1). A descrição dos perfis incluirá as características da praia como a sua morfologia, largura, volume de sedimentos e tamanho de grão. Os perfis não foram monitorados durante o levantamento 7 (abril).

#### **4.2.1. Perfil 1**

O perfil 1 (Figura 4.1) está localizado na porção mais ao sul da praia de Moçambique (Capítulo 2 – Figura 2.1). A urbanização está concentrada nesta área, onde a praia é chamada de Barra da Lagoa. A duna frontal está ausente neste perfil, provavelmente devido à alta densidade de perturbação do sistema por ações antrópicas e remoção da vegetação. A ausência da duna frontal poderia também ser explicada pela sua localização, i.e., no início do sistema de circulação da praia de enseada, onde o sedimento é transportado em direção ao

norte (Hsu *et al.*, 1989b) e o aporte sedimentar é mínimo. Neste perfil, a face praial é composta por areia fina (0,14 mm).



Figura 4.1: Vista geral do perfil 1, na praia da Barra da Lagoa (sul de Moçambique), olhando em direção ao norte (novembro, 2004). Note a urbanização da área e ausência da duna frontal.

A morfologia do perfil 1 e sua variação entre outubro de 2004 à novembro de 2005 são mostrados na Figura 4.2, onde é possível notar que a praia é plana e sua morfologia é relativamente estável. O perfil mais acrescido ocorreu durante o levantamento 3 (dezembro), enquanto que o mais erosivo foi medido durante o levantamento 11 (agosto). Durante o período entre os levantamentos 10 e 11, uma tempestade incidiu na costa, com ondas medidas pelo ondógrafo, em águas profundas, chegando à 7 m de altura.

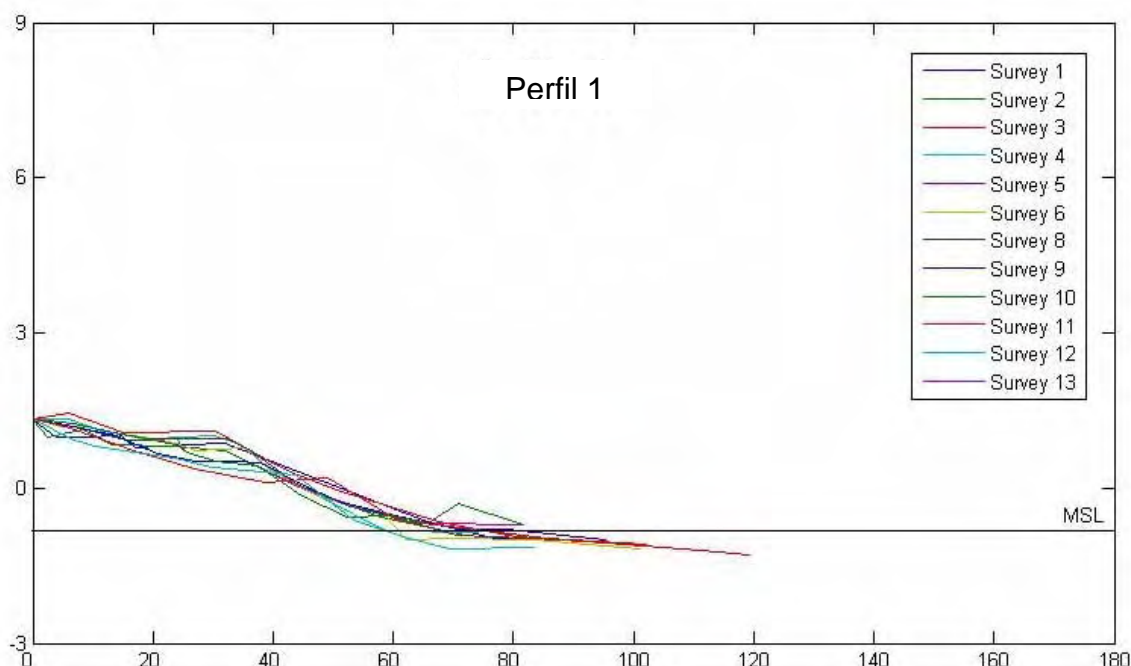


Figura 4.2: Variação morfológica do perfil 1.

A largura da praia, limite entre o final da vegetação e o datum, foi determinada para cada levantamento topográfico. A diferença do volume de sedimentos da praia, entre dois levantamentos consecutivos, e o volume acumulado desde o primeiro levantamento foram também calculados. Os dados são mostrados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $m^3/m$  e volume acumulado (C Vv) em  $m^3/m$ , calculados para o perfil 1.

Levantamento	Largura da praia	Volumes da praia e duna frontal	
		N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )
1	21,14	0	0
2	14,71	-2,73	-2,73
3	19,6	2,56	-0,17
4	15,38	-4,24	-4,41
5	14,59	2,22	-2,19
6	15	-1,16	-3,35
7	-	-	-
8	15,29	-	-
9	15,94	0,17	-3,18
10	13,12	-2,38	-5,56
11	21,76	3,91	-1,65
12	16,62	-4,54	-6,19
13	16,46	2,23	-3,96

Para o levantamento 1, o volume de sedimentos é considerado zero pois esta é a primeira superfície para comparações e cálculos dos volumes

subseqüentes. A média (entre os levantamentos) da largura da praia no perfil 1 é de 16,53 m. A praia mais estreita foi observada durante o levantamento 10 (13,12 m) e a mais larga, durante o levantamento sucessor (21,76 m) (Tabela 4.1).

A Figura 4.3 mostra os volumes líquido e acumulado da praia no perfil 1, entre outubro de 2003 e novembro de 2004 (levantamentos 1 a 13). A máxima variação líquida do volume de sedimentos (entre levantamentos consecutivos) foi medida entre os levantamentos 10 e 11 ( $3,91 \text{ m}^3/\text{m}$ ), correspondendo ao período de máxima acresção deste perfil. A maior perda de sedimentos ocorreu entre os levantamentos 11 e 12 ( $-4,54 \text{ m}^3/\text{m}$ ) (Tabela 4.1). Como resultado líquido em relação ao volume de sedimentos da praia, este perfil mostrou erosão ( $-3,96 \text{ m}^3/\text{m}$ ).

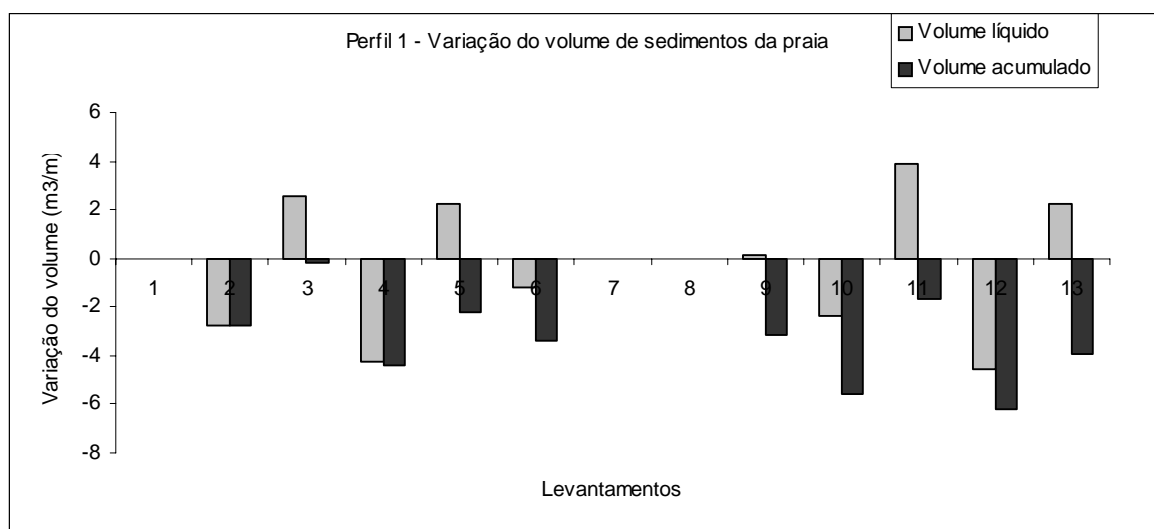


Figura 4.3: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos da praia do perfil 1, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.2. Perfil 2

Este perfil está localizado à cerca de 500 m ao norte do perfil 1, em uma área de intensa influência antrópica. A vegetação é esparsamente distribuída na duna frontal, embora ambos comecem a estar presentes na praia a partir deste perfil, em direção ao norte (Figura 4.4).





Figura 4.4: Vista geral do perfil 2, olhando em direção ao norte (fevereiro, 2005).

A morfologia do perfil 2 é mostrada na Figura 4.5. A altura da crista da duna frontal é de 3,4 m aproximadamente e o tamanho de grão na face praial é 0,17 mm (areia fina). O perfil mais erosivo foi observado durante o levantamento 12 e o mais acrescivo, durante o levantamento 8 (maio).

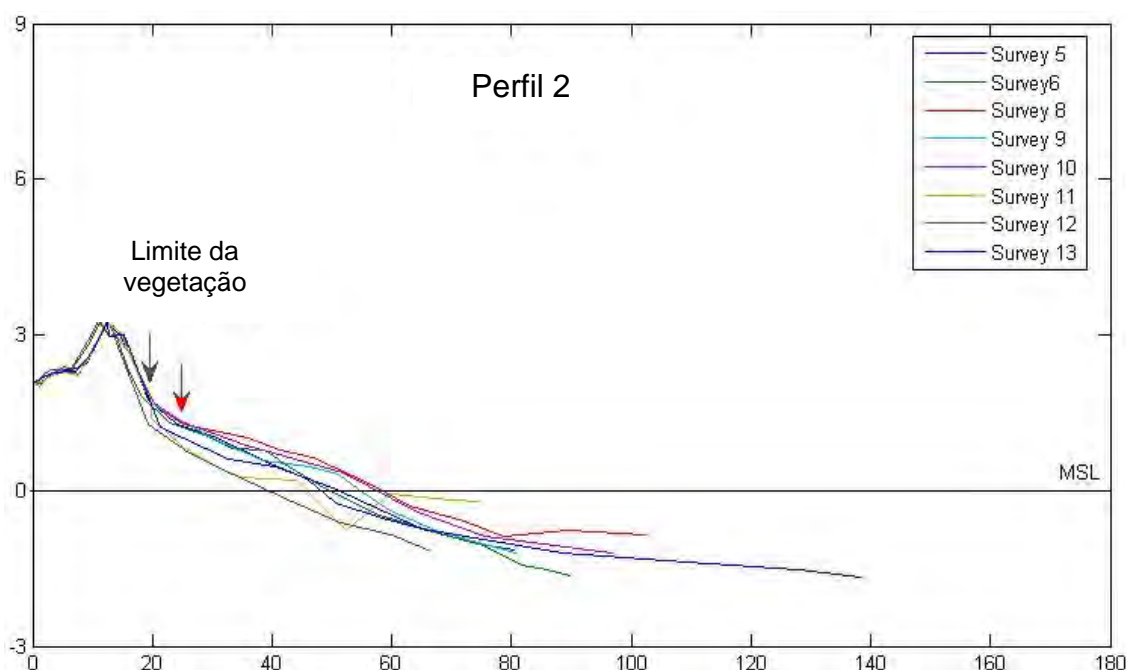


Figura 4.5: Variação morfológica do perfil 2. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo.

A Tabela 4.2 mostra os valores de largura da praia e volume de sedimentos da praia e duna frontal no perfil 2.

Tabela 4.2: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $m^3/m$  e volume acumulado (C Vv) em  $m^3/m$ , calculados para o perfil 2.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )	N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )
1	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-
4	-	-	-	-	-
5	23,81	0	0	0	0
6	26,57	1,27	1,27	-0,79	-0,79
7	-	-	-	-	-
8	33,27	-	-	-	-
9	30,64	-5,71	-4,44	-0,45	-1,24
10	32,67	3,57	-0,87	0,65	-0,59
11	25,82	-15,58	-16,45	-2,4	-2,99
12	19,96	-2,35	-18,8	-1,05	-4,04
13	29,81	8,07	-10,73	1,62	-2,42

A largura média da praia é de 27,8 m, sendo que a menor largura ocorreu durante o levantamento 12 (19,96 m), enquanto que a maior ocorreu durante o levantamento 8 (33,2 m). Ambos os valores correspondem aos perfis mais erosivos e acrescivos, respectivamente (Figura 4.5).

A variação do volume de sedimentos foi maior na praia (Figura 4.6a) que na duna frontal (Figura 4.6b). O maior aumento do volume de sedimentos na praia e na duna frontal ocorreu entre os levantamentos 12 e 13 ( $8,07 m^3/m$  e  $1,62 m^3/m$ , respectivamente). A maior perda de sedimentos da praia ocorreu entre os levantamentos 10 e 11 ( $-15,58 m^3/m$ ), mesmo período em que a duna frontal teve a máxima perda de sedimentos ( $-2,4 m^3/m$ ) (Tabela 4.2). Durante o período de levantamentos, este perfil sofreu erosão na praia e duna frontal ( $-10,73$  e  $-2,42 m^3/m$ , respectivamente).

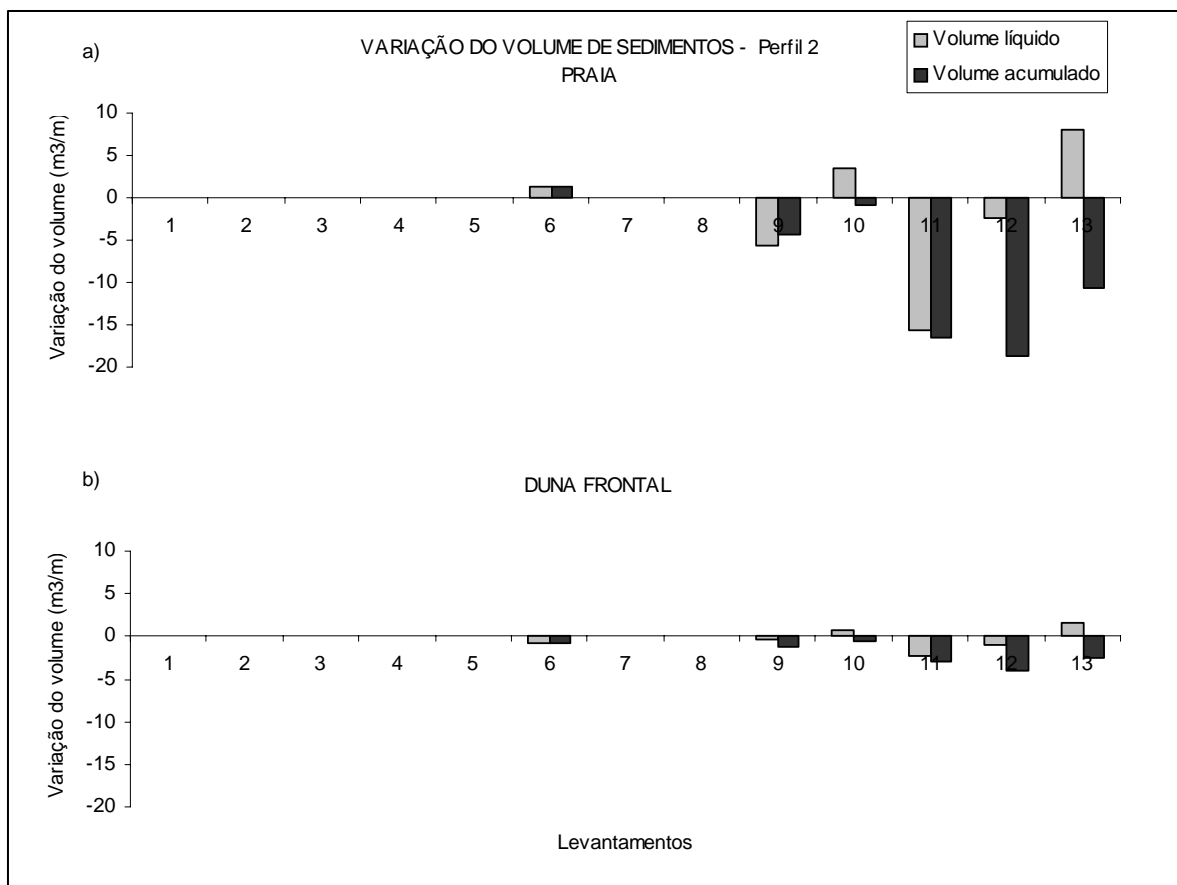


Figura 4.6: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 2, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.3. Perfil 3

O perfil 3 (Figura 4.7) está localizado à cerca de 2 km ao norte do perfil 2. É uma área livre de intensa influência antrópica mas é alvo de erosão e escarpamento da duna frontal, durante tempestades. Afloramentos de turfa são comuns durante estes eventos (Figura 4.8).



Figura 4.7: Vista geral do perfil 3, olhando para o sul (abril, 2005). A morfologia irregular ao longo da costa reflete a erosão localizada, durante tempestades.



Figura 4.8: Perfil 3 após a tempestade que ocorreu 3 dias antes do levantamento 11 (agosto, 2005). Note a escarpa na duna frontal e afloramento de turfa em sua base.

A morfologia do perfil 3 e sua variação entre os levantamentos são mostradas na Figura 4.9. O perfil mais acrescido foi observado durante o levantamento 10 e o mais erosivo, durante o 12º levantamento. O tamanho de grão é de 0,44 mm (areia média).

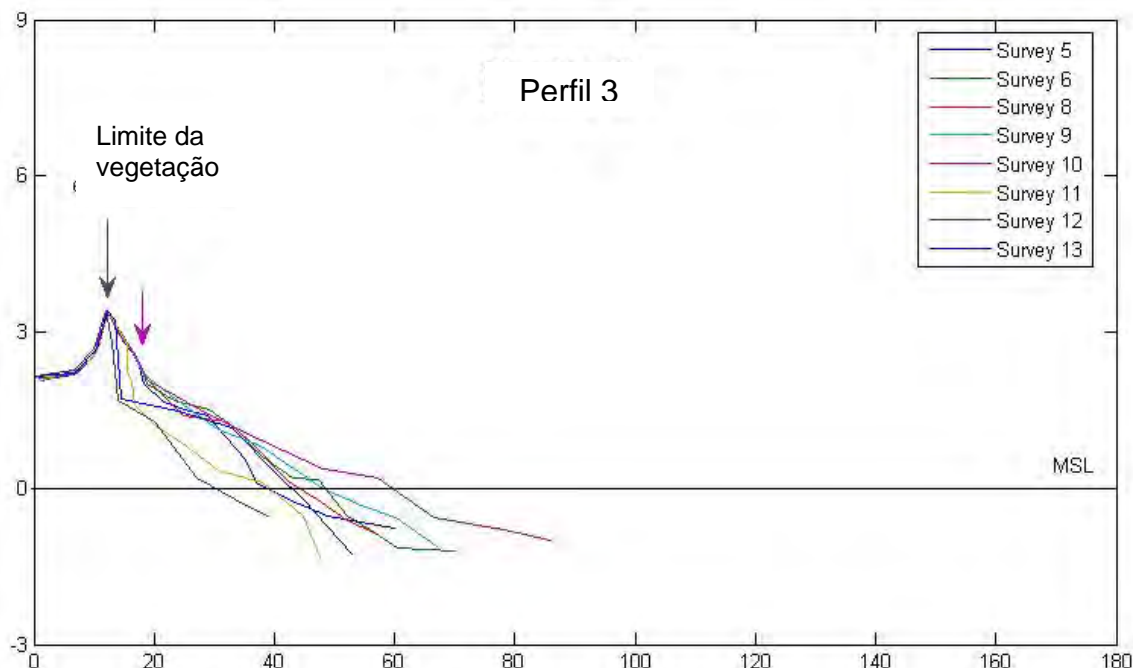


Figura 4.9: Variação morfológica do perfil 3. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo.

A Tabela 4.3 mostra os dados de largura praial e variações do volume de sedimentos da praia e da duna frontal. A largura média da praia é de 27 m, sendo que o valor mínimo foi de 17,3 m durante o levantamento 12 e 40,7 m durante o levantamento 10.

Tabela 4.3: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $m^3/m$  e volume acumulado (C Vv) em  $m^3/m$ , calculados para o perfil 3.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )	N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )
1	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-
4	-	-	-	-	-
5	20,36	0	0	0	0
6	29,74	7,37	7,37	0,64	0,64
7	-	-	-	-	-
8	25,98	-	-	-	-
9	29,99	2,48	9,85	0,09	0,73
10	40,73	7,35	17,2	0,24	0,97
11	23,55	-25,97	-8,77	-2,74	-1,77
12	17,38	-7,13	-15,9	-1,86	-3,63
13	28,45	21,1	5,2	0,19	-3,44

No perfil 3, o maior ganho de sedimentos na praia ocorreu entre os levantamentos 12 e 13 ( $21,1 m^3/m$ ) a maior perda foi entre os levantamentos 10 e

11 ( $-25,97 \text{ m}^3/\text{m}$ ). A duna frontal, entretanto, mostrou um comportamento diferente em relação ao período de máxima deposição, o qual ocorreu entre os levantamentos 5 e 6 ( $0,63 \text{ m}^3/\text{m}$ ). A maior perda de sedimentos da duna frontal ocorreu entre os 10º e 11º levantamentos ( $-2,74 \text{ m}^3/\text{m}$ ), mesmo período que a praia (Tabela 4.3 e Figura 4.10). Neste perfil, a praia mostrou um balanço positivo de sedimentos durante o período de monitoramento ( $5,2 \text{ m}^3/\text{m}$ ) enquanto que a duna frontal mostrou um balanço negativo ( $-3,44 \text{ m}^3/\text{m}$ ).

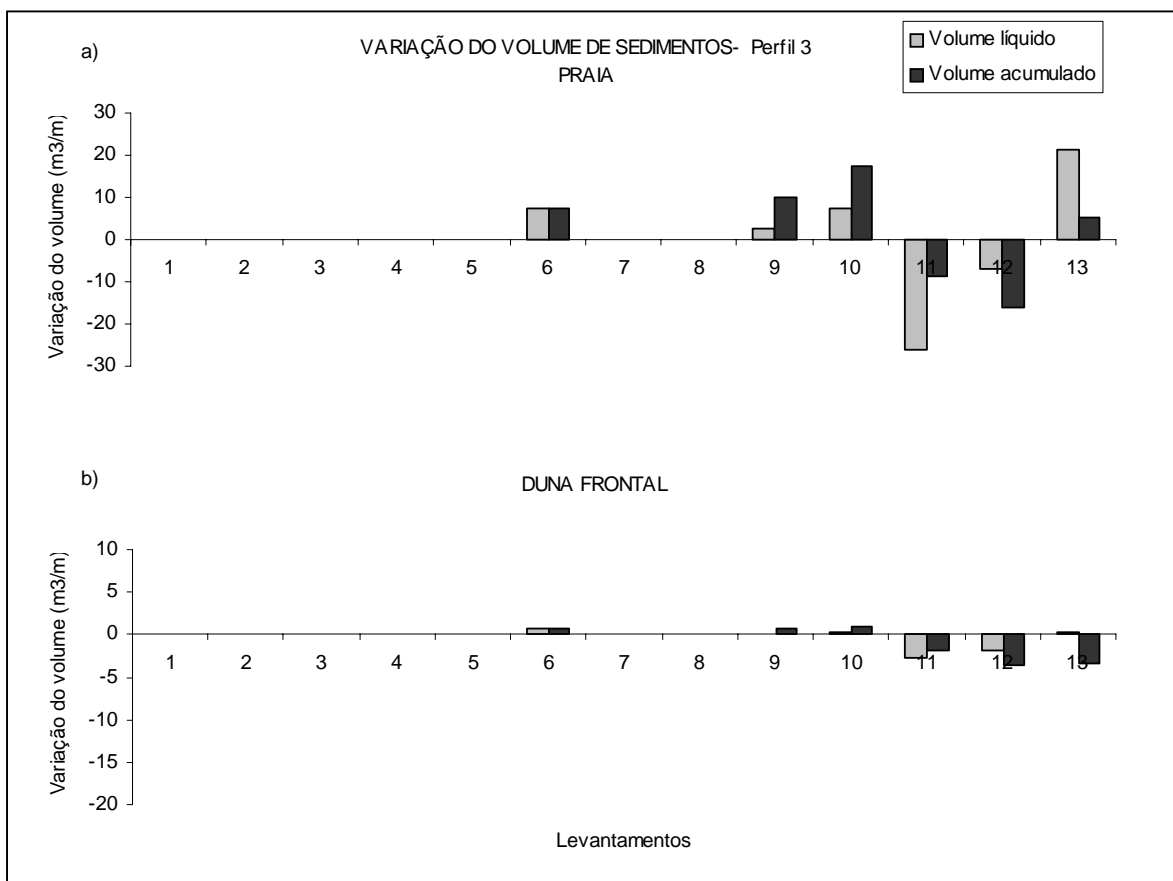


Figura 4.10: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 3, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.4. Perfil 4

O perfil 4 está localizado à aproximadamente 3,3 km ao norte do perfil 3. A cobertura vegetal é densa mas devido ao fato deste local ser um ponto de encontro de surfistas e banhistas durante o verão, este é influenciado pela moderada ação antrópica (Figura 4.11).



Figura 4.11: Visão geral do perfil 4, olhando em direção ao sul (fevereiro, 2005).

As maiores variações ocorreram na praia, a qual é composta por areia média (0,48 mm), a mais grossa do embaiamento. A duna frontal permaneceu bastante estável durante o período dos levantamentos (Figura 4.12).

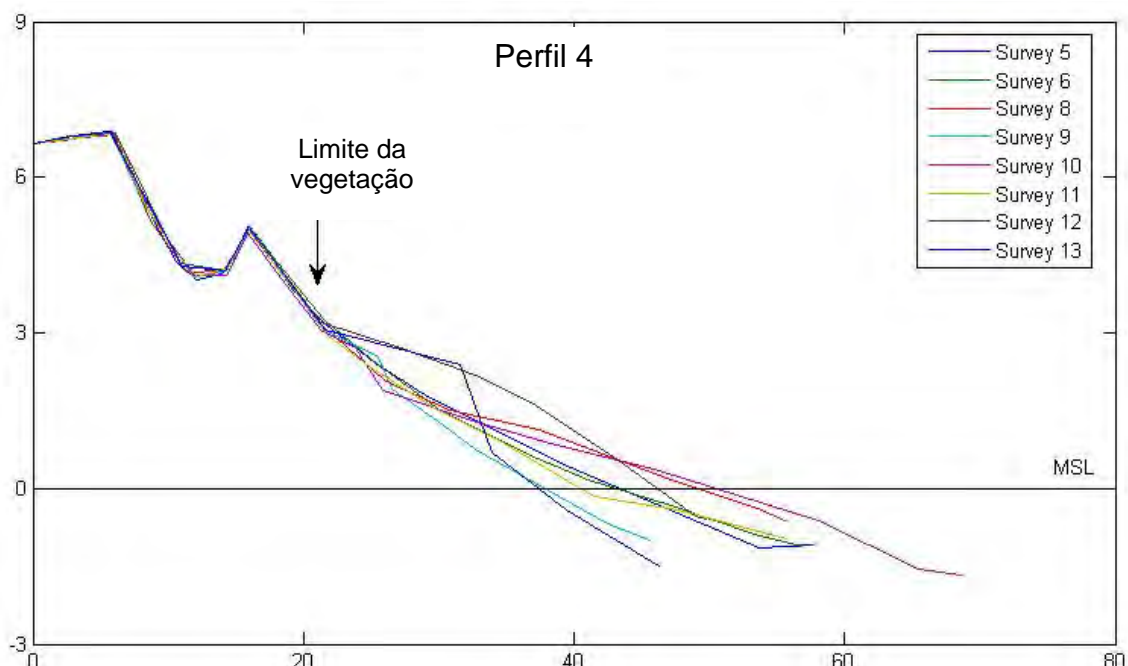


Figura 4.12: Variação morfológica do perfil 4. A seta indica o limite da vegetação, o qual permaneceu estável durante os levantamentos.

A largura da praia variou entre 15,8 m, durante o levantamento 11 e 29,07 m durante o levantamento 10, enquanto que o valor médio foi de 22 m (Tabela 4.4). O volume acumulado de sedimentos teve uma oscilação positiva na duna frontal e negativa na praia (Figura 4.13).

Tabela 4.4: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $m^3/m$  e volume acumulado (C Vv) em  $m^3/m$ , calculados para o perfil 4.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )	N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )
1	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-
4	-	-	-	-	-
5	21,87	0	0	0	0
6	21,5	-1,83	-1,83	1,39	1,39
7	-	-	-	-	-
8	27,75	-	-	-	-
9	16,41	-11,8	-13,63	0,05	1,44
10	29,07	10,15	-3,48	-0,44	1
11	18,74	-6,7	-10,18	0,68	1,68
12	24,88	18,78	8,6	1,07	2,75
13	15,8	-13,62	-5,02	-0,37	2,38

A maior variação do volume de sedimentos na praia ocorreu entre dois levantamentos consecutivos, entre  $18,78 m^3/m$  (levantamento 12) e  $-13,62 m^3/m$  (levantamento 13), ambos correspondentes aos perfis mais acrescivos e erosivos, respectivamente, mostrados na Figura 4.12. A duna frontal teve seu maior estoque sedimentar durante o levantamento 6 ( $1,39 m^3/m$ ) e seu maior decréscimo ocorreu durante o levantamento 10 ( $-0,44 m^3/m$ ) (Tabela 4.4 e Figura 4.13). O volume resultante de sedimentos foi positivo na duna frontal ( $2,38 m^3/m$ ) e negativo na praia ( $-5,02 m^3/m$ ).



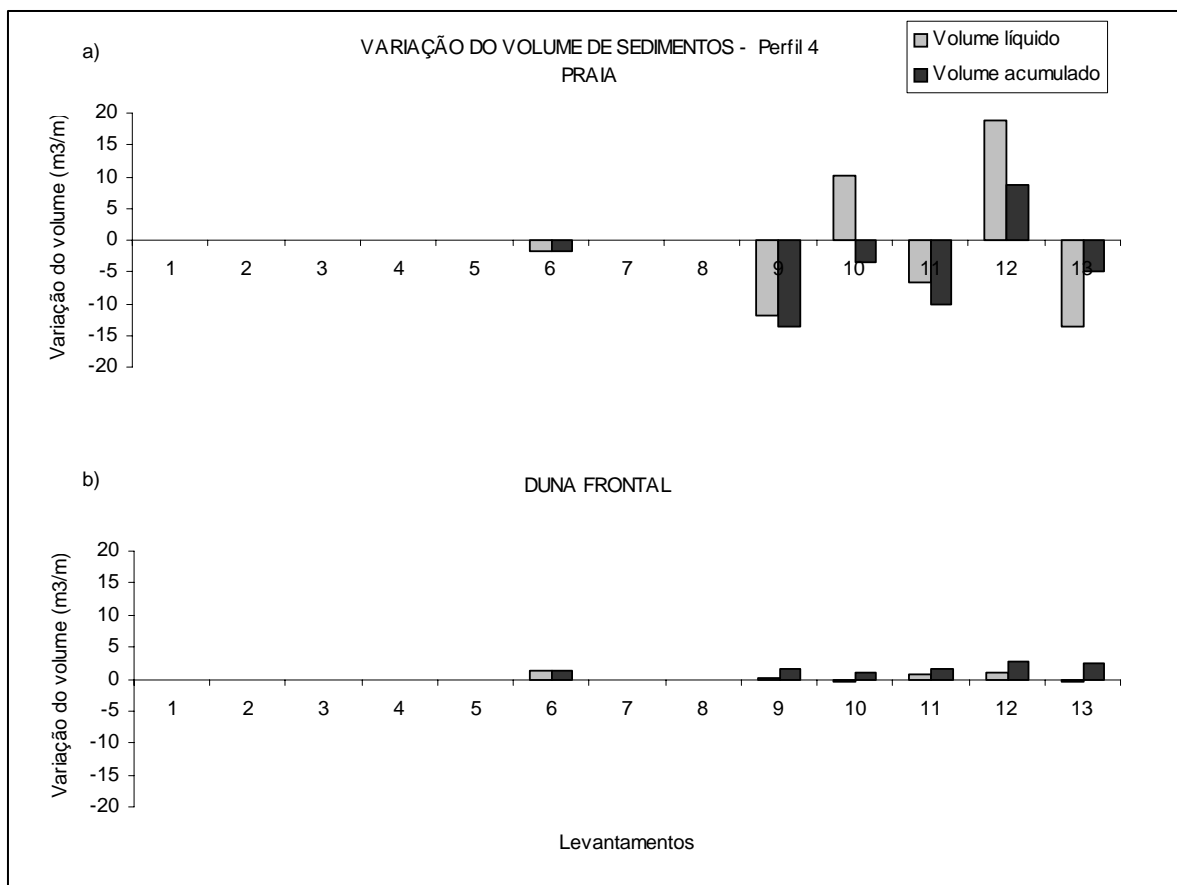


Figura 4.13: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 4, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.5. Perfil 5

O perfil 5 (Figura 4.14) está localizado à cerca de 3,1 km ao norte do perfil 4, onde a vegetação é densa e a influência antrópica é baixa. A duna frontal foi desenvolvida na face voltada para o mar de uma antiga plataforma de lençóis de areia e dunas parabólicas ativos, que agora estão estabilizados pela vegetação.



Figura 4.14: Visão geral do perfil 5, olhando em direção ao norte (junho, 2005).

A Figura 4.15 mostra a morfologia, da praia e da duna frontal, e a sua variação temporal durante o período de levantamento. O período mais erosivo foi observado durante o levantamento 10 e o mais acrescivo, durante o levantamento 6. A praia, composta por areia média (0,37 mm), mostra uma maior variação morfológica que a duna frontal.

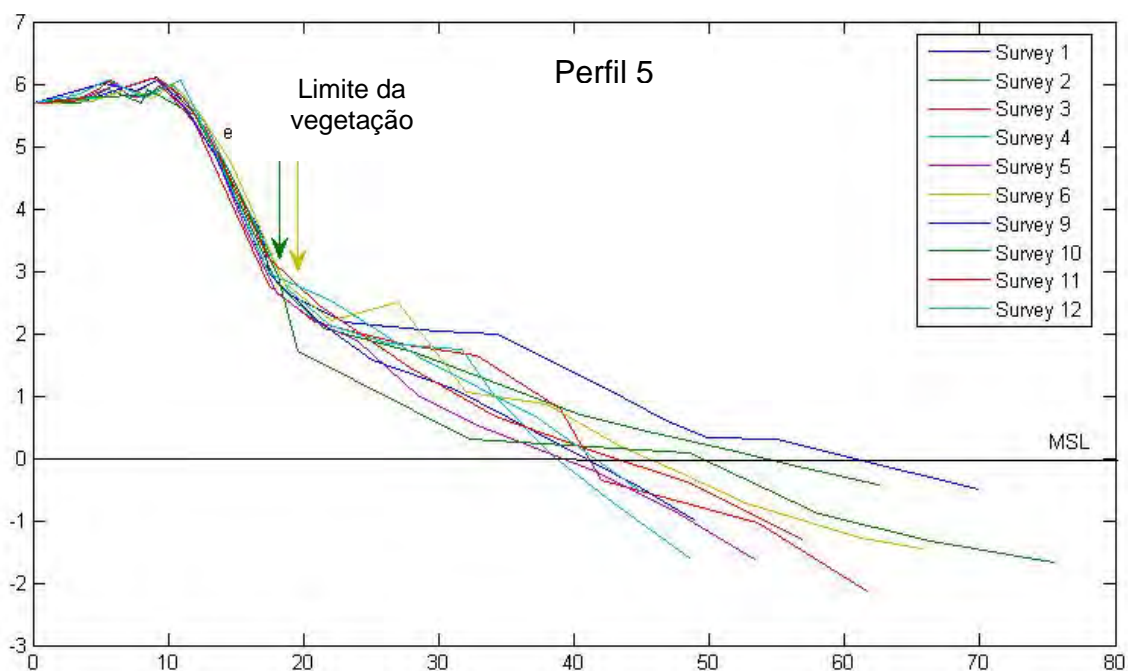


Figura 4.15: Variação morfológica do perfil 5. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo.

A largura média da praia é de 27 m, variando entre 17,58 m (levantamento 5) e 43,14 m (levantamento 1). A maior perda de sedimentos da praia ocorreu entre os levantamentos 1 e 2 (-14,56 m<sup>3</sup>/m) e sua maior adição ocorreu entre os levantamentos 5 e 6 (12,86 m<sup>3</sup>/m). A duna frontal teve seu máximo crescimento (3,79 m<sup>3</sup>/m) entre os levantamentos 10 e 11 e seu maior déficit foi medido entre os levantamentos 2 e 3 (-1,85 m<sup>3</sup>/m). A praia teve erosão (-11,01 m<sup>3</sup>/m) e a duna frontal teve deposição (2,81 m<sup>3</sup>/m), como resultantes (Tabela 4.5 e Figura 4.16).

Tabela 4.5: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em m<sup>3</sup>/m e volume acumulado (C Vv) em m<sup>3</sup>/m, calculados para o perfil 5.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv (m <sup>3</sup> /m)	C Vv (m <sup>3</sup> /m)	N Vv (m <sup>3</sup> /m)	C Vv (m <sup>3</sup> /m)
1	43,14	0	0	0	0
2	38,02	-14,56	-14,56	-1,61	-1,61
3	27,96	-3,64	-18,2	-0,24	-1,85
4	20,33	-2,67	-20,87	2,27	0,42
5	17,58	-8,45	-29,32	-2,1	-1,68
6	23,5	12,86	-16,46	2,91	1,23
7	-	-	-	-	-
8	-	-	-	-	-
9	19,3	-	-	-	-
10	31,23	-9,54	-26	-1,91	-0,68
11	25,08	12,13	-13,87	3,79	3,11
12	23,71	2,86	-11,01	-0,3	2,81
13	-	-	-	-	-

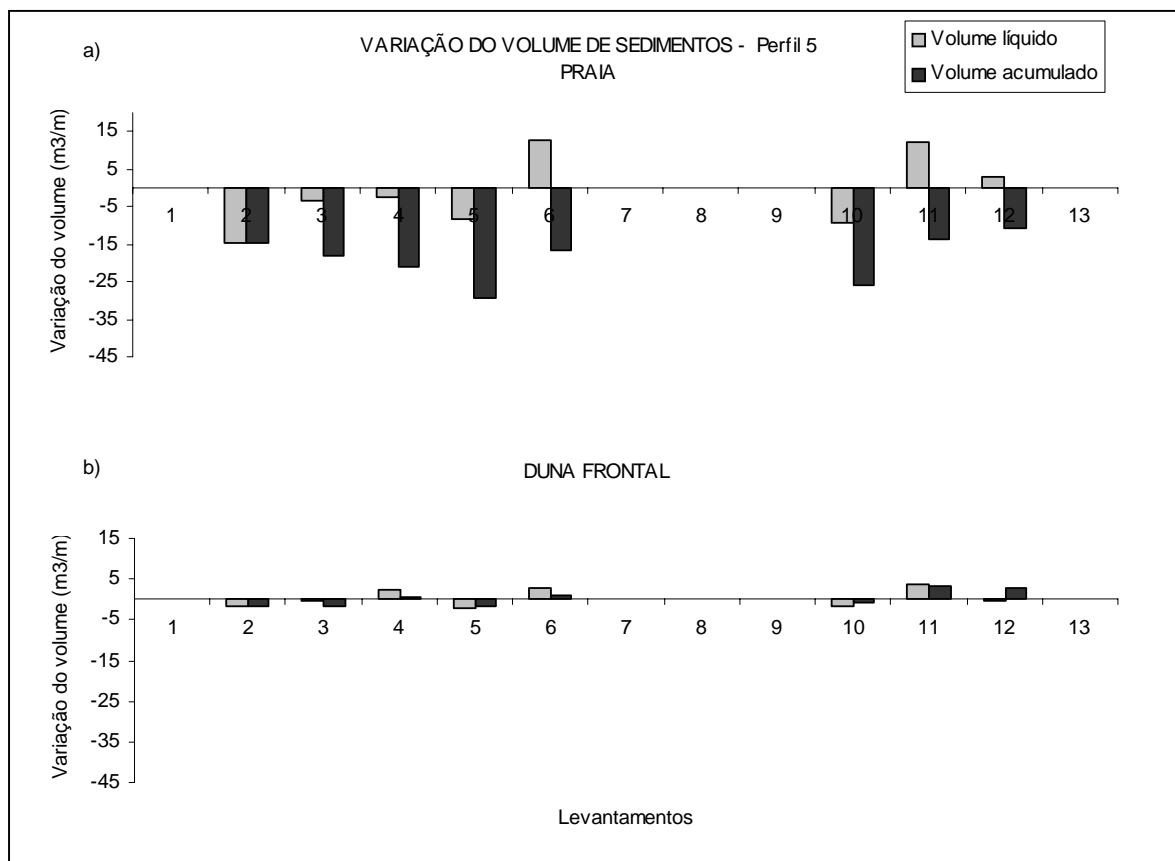


Figura 4.16: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 5, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.6. Perfil 6

O perfil 6 está localizado à aproximadamente 2,5 km ao norte do perfil 5 (Figura 4.17). Esta área intercepta a maior parte dos sedimentos eólicos, devido à sua orientação aos ventos de sul. O tamanho de grão volta a decrescer nesta parte do embaiamento (0,17 mm).



Figura 4.17: Vista geral do perfil 6, olhando em direção ao sul (janeiro, 2005).

A Figura 4.18 mostra a variação morfológica do perfil 6. Embora esta variação ocorra principalmente na porção subaquosa da praia, o perfil mais erosivo foi observado durante o levantamento 5 e o mais acrescivo, durante o levantamento 13 (Figura 4.18).

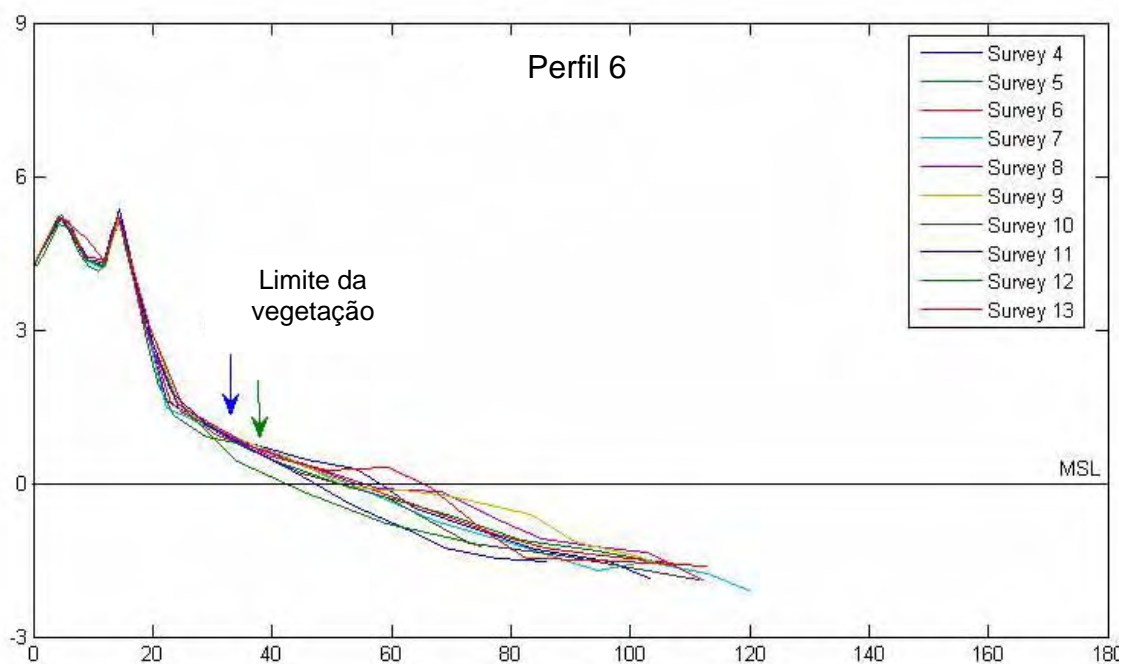


Figura 4.18: Variação morfológica do perfil 6. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo.

A Tabela 4.6 mostra os valores de largura da praia e variações do volume de sedimentos da praia e da duna frontal durante os levantamentos. A largura da praia, no perfil 6, variou entre 17,23 m (levantamento 12) e 40,12 m (levantamento 13) e sua média foi de 29 m. O volume de sedimentos da praia variou entre -6,76

$\text{m}^3/\text{m}$  (levantamento 5) e  $11,75 \text{ m}^3/\text{m}$  (levantamento 13), resultando em um balanço levemente negativo ( $-0,11 \text{ m}^3/\text{m}$ ). O volume de sedimentos da duna frontal variou entre  $-3,54 \text{ m}^3/\text{m}$  e  $2,75 \text{ m}^3/\text{m}$  (levantamentos 5 e 6, respectivamente) (Figura 4.19) e a variação total durante os levantamentos resultou em um balanço positivo de sedimentos ( $0,22 \text{ m}^3/\text{m}$ ) (Tabela 4.6).

Tabela 4.6: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $\text{m}^3/\text{m}$  e volume acumulado (C Vv) em  $\text{m}^3/\text{m}$ , calculados para o perfil 6.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv ( $\text{m}^3/\text{m}$ )	C Vv ( $\text{m}^3/\text{m}$ )	N Vv ( $\text{m}^3/\text{m}$ )	C Vv ( $\text{m}^3/\text{m}$ )
1	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-
4	35,68	0	0	0	0
5	27,62	-6,76	-6,76	-3,54	-3,54
6	31,12	3,59	-3,17	2,75	-0,79
7	29,97	-	-	-	-
8	30,78	-	-	-	-
9	27,01	-0,58	-3,75	0,01	-0,78
10	26,93	-2,59	-6,34	-0,53	-1,31
11	23,97	-0,11	-6,45	0,42	-0,89
12	17,23	-5,41	-11,86	0,46	-0,43
13	40,12	11,75	-0,11	0,65	0,22

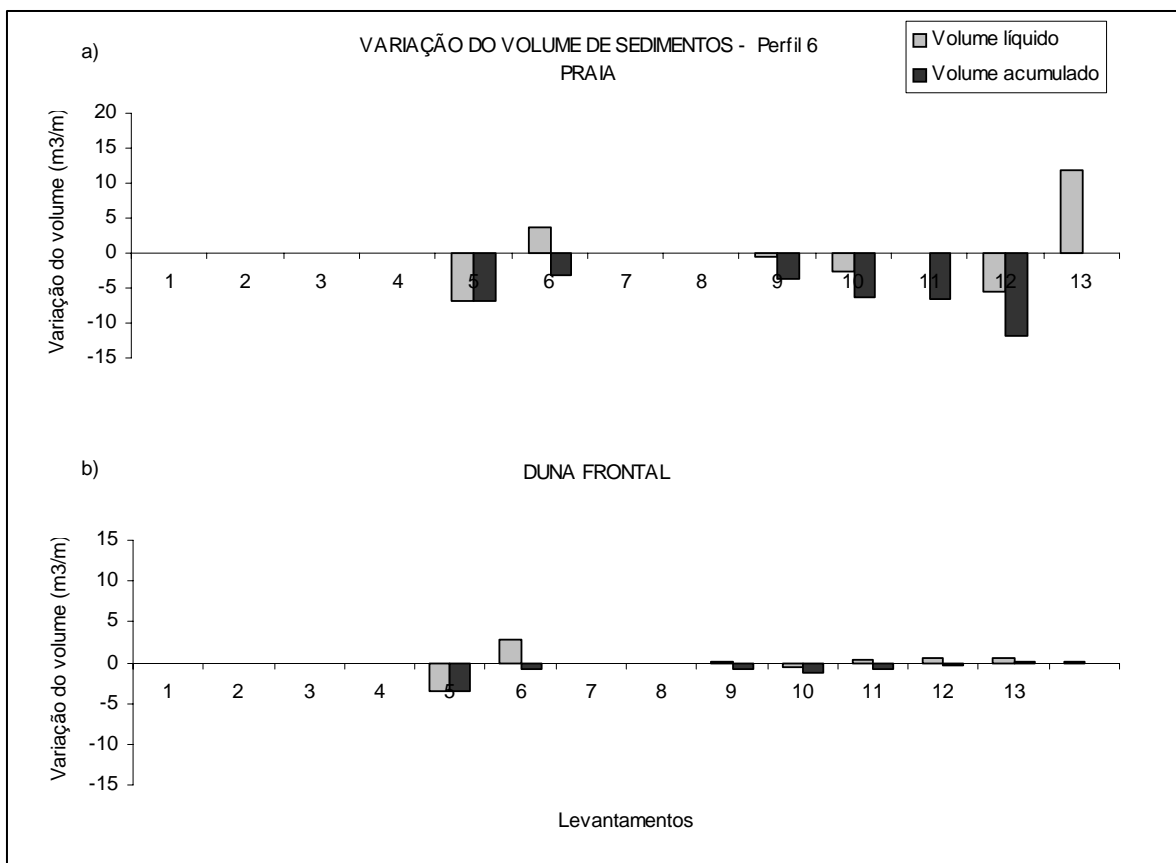


Figura 4.19: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 6, durante o período de levantamentos.

#### 4.2.7. Perfil 7

O perfil 7 está localizado à cerca de 250 m ao norte do perfil 6, na porção mais ao norte do embaiamento (Figura 4.20). Nesta área, a praia é mais larga e mais baixa, tendo o lençol freático bastante possem da superfície. Os sedimentos são finos (0,17 mm), freqüentemente úmidos, e o transporte eólico de sedimentos para a duna frontal é reduzido, resultando em um baixo desenvolvimento desta feição no perfil 7.



Figura 4.20: Vista geral do perfil 7, olhando em direção ao sul (agosto, 2005). Note que a praia é ampla e plana, mas a duna frontal é pouco desenvolvida.

A Figura 4.21 mostra a variação morfológica do perfil 7 durante os levantamentos. A morfologia da praia e da duna frontal é bastante estável e assim como no perfil 6, as variações ocorrem principalmente na zona de surfe.

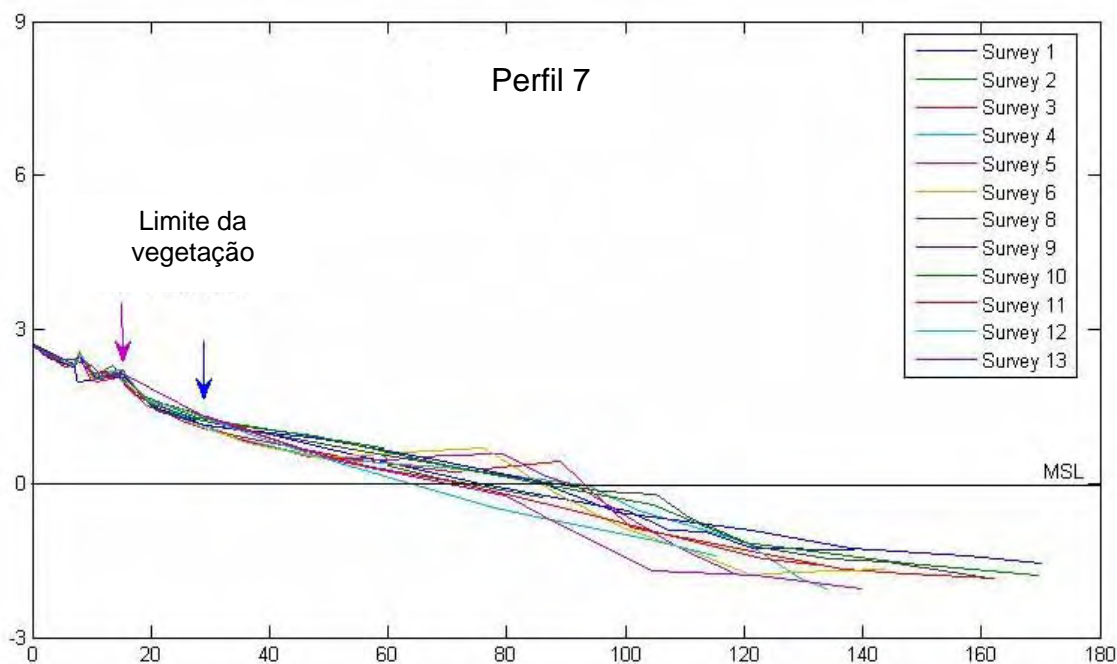


Figura 4.21: Variação morfológica do perfil 7. As setas indicam o limite da vegetação nos perfis erosivo e acrescivo.

A Tabela 4.7 mostra a variação da largura da praia e do volume de sedimentos da praia e da duna frontal. A praia esteve mais estreita durante o



levantamento 12 (48,57 m) e mais ampla durante o levantamento 3 (73,59 m). No perfil 7, a praia é a mais larga do sistema, com uma média de 60 m.

Tabela 4.7: Largura da praia (m), variação líquida do volume de sedimentos, da praia e da duna frontal, entre levantamentos consecutivos (N Vv) em  $m^3/m$  e volume acumulado (C Vv) em  $m^3/m$ , calculados para o perfil 7.

Levantamentos	Largura da praia	Praia		Duna frontal	
		N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )	N Vv ( $m^3/m$ )	C Vv ( $m^3/m$ )
1	57,37	0	0	0	0
2	55,6	4,21	4,21	1,58	1,58
3	73,59	-1,63	2,58	-1,39	0,19
4	73	-4,7	-2,12	0,38	0,57
5	65,1	6,6	4,48	-0,79	-0,22
6	59,44	1,21	5,69	0,67	0,45
7	-	-	-	-	-
8	67,32	-	-	-	-
9	57,19	2,77	8,46	-0,18	0,27
10	56,8	-0,08	8,38	1,1	1,37
11	53,47	-12,66	-4,28	0,7	2,07
12	48,57	-3,3	-7,58	0,25	2,32
13	54,62	4,4	-3,18	-0,12	2,2

O volume de sedimentos da praia variou entre  $-12,66 m^3/m$  (entre levantamentos 10 e 11) e  $6,6 m^3/m$  (entre levantamentos 4 e 5). O volume da duna frontal teve sua máxima diminuição entre os levantamentos 2 e 3 ( $-1,39 m^3/m$ ), enquanto que sua máxima deposição foi entre os levantamentos 1 e 2 ( $1,58 m^3/m$ ) (Figura 4.22). O volume de sedimentos da praia resultou em um balanço negativo ( $-3,18 m^3/m$ ) e na duna frontal, o balanço foi positivo ( $2,2 m^3/m$ ).

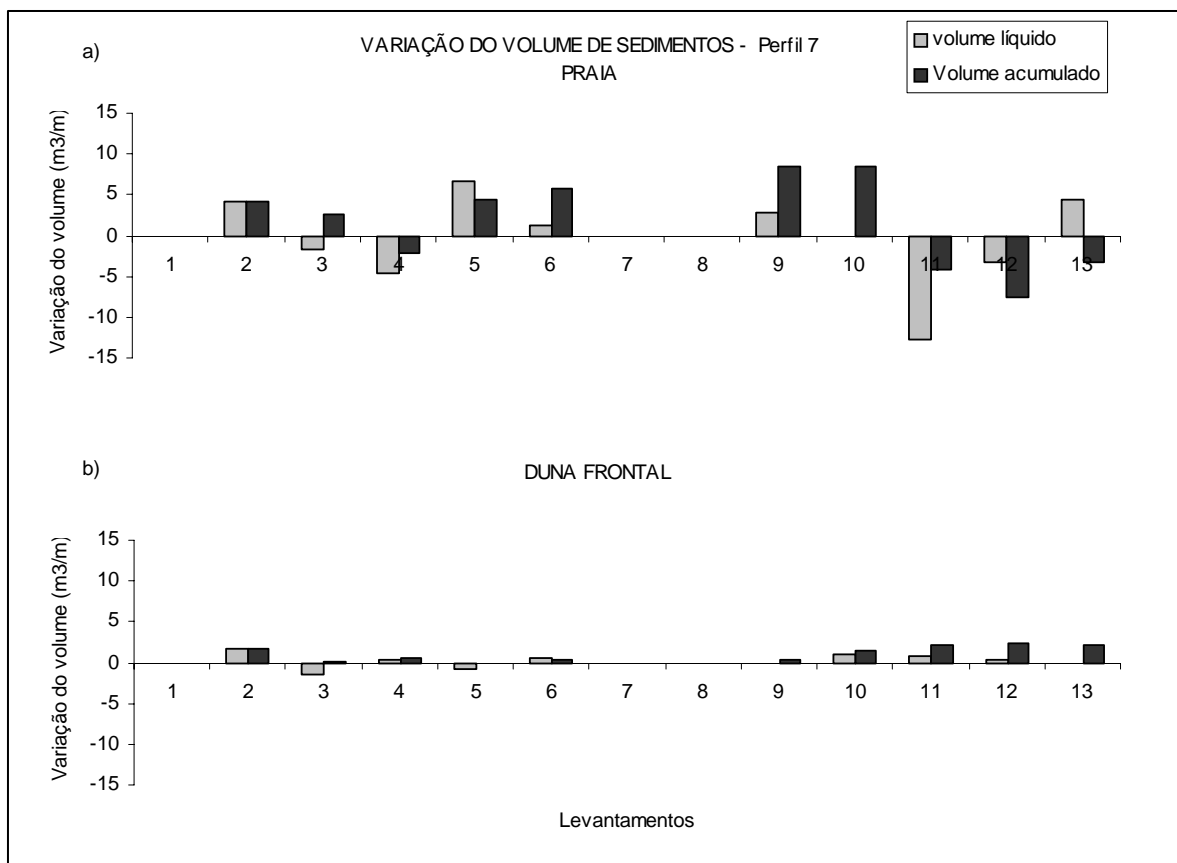


Figura 4.22: Variação líquida e acumulada do volume de sedimentos, da praia (a) e da duna frontal (b), no perfil 7, durante o período de levantamentos.

### 4.3. Morfodinâmica praial

O forte gradiente do tamanho de grão e da altura de onda produz tipos morfodinâmicos distintos ao longo da praia de Moçambique. Com o propósito de determinar os diferentes tipos de praia e os fatores mais importantes na geração destas diferenças, foi aplicado o modelo de Wright & Short (1984). Para tanto, foram feitas medições de parâmetros de praia como tamanho de grão (para definir  $W_s$ ), altura de quebra ( $H_b$ ) e período de onda ( $T$ ). Os resultados são mostrados na Tabela 4.8.

Tabela 4.8: Parâmetros morfométricos e morfodinâmicos de cada perfil ao longo da praia de Moçambique.

	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
N	12	7	7	7	12	7	12
Mz (mm)	0,14	0,17	0,45	0,49	0,38	0,17	0,17
ws	1,32	1,75	6,48	7,08	5,24	1,73	1,74
Hb (m)	0,36	0,64	0,82	1,18	1,06	0,93	0,91
T (s)	12	11,8	11,6	11,9	12	11,8	12
Yb	16,54	27,82	27,02	22,00	26,08	29,04	60,17
$\delta Yb$	2,63	4,6	7,13	4,95	8,14	6,24	7,86
CV	0,16	0,17	0,26	0,23	0,31	0,21	0,13
$\Omega$	2,30	3,08	1,09	1,40	1,69	4,53	4,36

N = número de observações; Mz = tamanho de grão (mm); ws = velocidade de queda do grão; Hb = altura de onda na quebra (m); T = período da onda (s); Yb = largura média da praia (m);  $\delta Yb$  = desvio padrão da largura da praia (m); CV = mobilidade da praia (m).

Considerando os valores de  $\Omega$  para a classificação dos setores da praia quanto à sua morfodinâmica, observa-se que todos são intermediários, de acordo com a classificação proposta por Wright & Short (1984). Os setores de cada perfil foram assim classificados: setor do perfil 1, *transverse bar and rip*; perfil 2, *rhythmic bar and beach*; perfis 3, 4 e 5, *low tide terrace*; perfis 6 e 7, *longshore bar-trough*. Leal (1999) classificou 5 setores na praia de Moçambique e determinou que em torno do perfil 1 do presente trabalho, a praia está dentro da classificação de *low tide terrace*, e em torno do perfil 6, a praia foi definida como *rhythmic bar and beach*. Nos setores localizados no centro da praia (perfis 3, 4 e 5), a praia é reflectiva, embora os valores de  $\Omega$  obtidos por Leal (1999) fossem maiores que 1. Assim, estes deveriam ter sido classificados pelo autor como *low tide terrace*, concordantes com os resultados obtidos para o centro da praia, no presente estudo.

A Figura 4.23 mostra a largura e a mobilidade ao longo da praia de Moçambique. Todos os perfis possuem mobilidade moderada, devido às suas características morfodinâmicas intermediárias (Short, 1999). No setor sul da praia, os perfis 1 e 2 têm a menor mobilidade e o perfil 6 tem a menor mobilidade no setor norte. A maior mobilidade da praia está em seu centro, com leve decréscimo em torno do perfil 4.

As porções sul e norte da praia são bastante similares em relação ao tamanho de grão, gradiente e mobilidade.

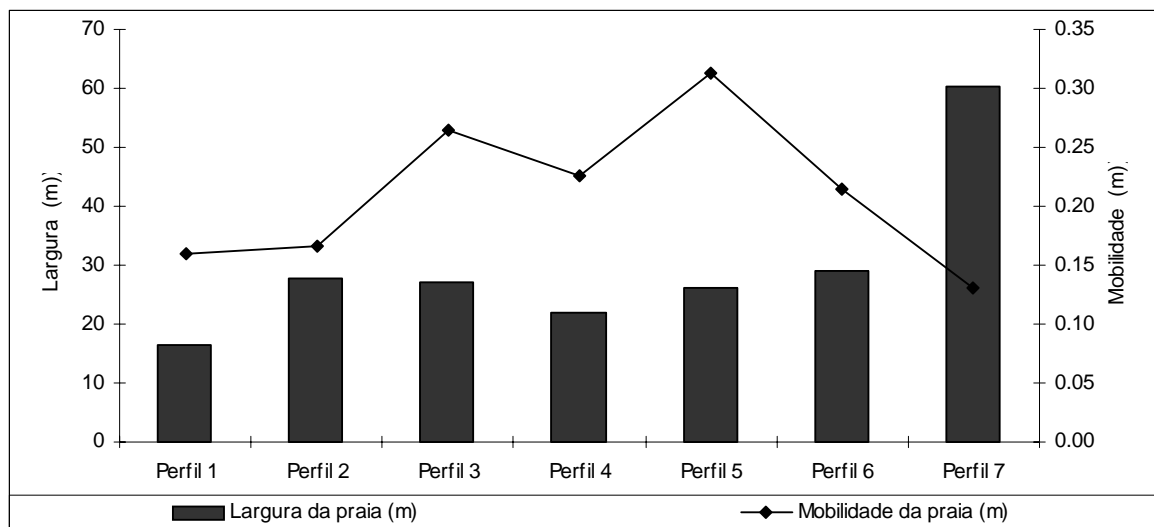


Figura 4.23: Largura e mobilidade da praia, nos perfis ao longo da praia de Moçambique.

#### 4.3.1. Variação longitudinal da morfodinâmica praial – Perfis 1 a 7

No perfil 1, a classificação determinada pelo cálculo do valor de  $\Omega$  (i.e. *transverse bar and rip*) é duvidosa. Este valor pode estar incorreto, já que tende a ser aplicado ao banco arenoso mais interno, onde a energia de onda é geralmente o fator primário e decisivo na determinação do valor de  $\Omega$  (Short, 1999). O perfil 1 é um setor da praia onde a areia é fina e a energia de onda é normalmente bastante baixa. As ondas são contínuas ao longo da costa, o tipo de quebra é deslizante (*spilling*) e mostram características de condições dissipativas de baixa energia, uma condição raramente reconhecida por Short (1999). As correntes de retorno são bastante raras, com exceção daquelas formadas ocasionalmente pela influência de promontórios (Short & Masselink, 1999) (Figura 4.24). Durante eventos de alta energia, a praia, neste setor, tem um comportamento dissipativo, ou ocasionalmente como Leal (1999) sugere, a praia é levemente reflectiva durante maré alta e dissipativa durante a maré baixa.



Figura 4.24: Perfil 1, praia bastante plana, composta por areia fina e com energia de onda bastante baixa. Correntes de retorno são raras, exceto àquelas causadas pela influência do promontório. Uma corrente (ainda que bastante fraca) é indicada na praia pela bandeira vermelha.

O perfil 2 foi classificado através do valor de  $\Omega$  como *rhythmic bar and beach*. A Figura 4.25 mostra que o estado morfodinâmico do perfil 2 está entre os tipos *crescentic bar and rip* e *rhythmic bar and beach*. Note que nas adjacências do perfil 2, indicado na Figura 4.25, a zona de surfe passa a ter dois bancos ao invés de somente um, e o banco interno torna-se *low tide terrace* (e mais ao norte, este toma a forma de *crescentic bar and rip*), enquanto que o banco externo permanece no estado *rhythmic bar and rip*.

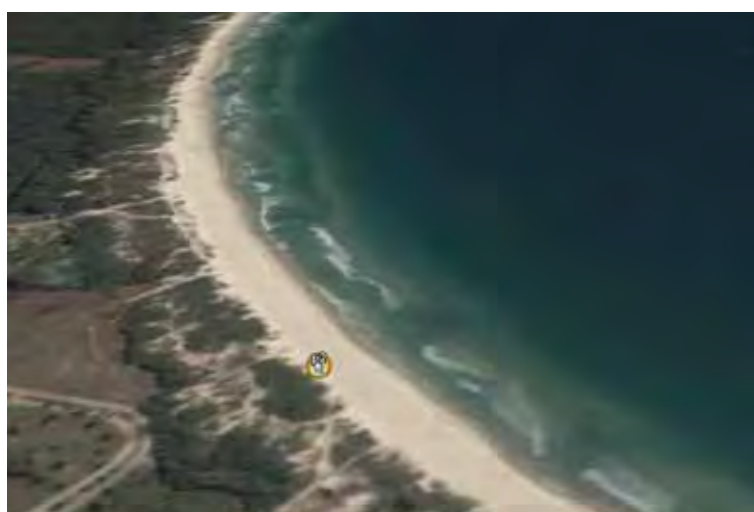


Figura 4.25: Comportamento morfodinâmico *rhythmic bar and beach* no perfil 2 (Fonte: Google Earth, 2006).

Nos perfis 3, 4 e 5, o cálculo de  $\Omega$  resultou na classificação morfodinâmica low tide terrace, o estado intermediário mais próximo ao reflectivo. Este resultado é novamente duvidoso, pois reflete principalmente o estado do banco interno e não o estado geral deste sistema que geralmente apresenta dois bancos (Figura 4.26). Neste setor central, a praia mostra comportamento reflectivo durante períodos de baixa energia de onda, devido ao tamanho de grão grosso e ausência de quebra de ondas no banco externo. (Figura 4.26a). Entretanto, quando as ondas passam de 0,5 m de altura, estas quebram no banco externo e a praia passa a ter um comportamento tipicamente *rhythmic bar and beach* (Figura 4.26b).

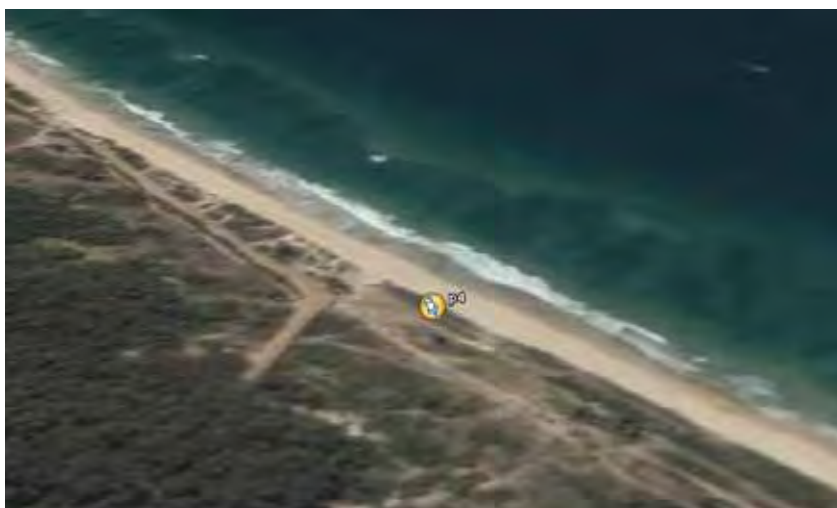


Figura 4.26a: Perfil 4. Durante condições de baixa energia de onda, não ocorre quebra de ondas no banco externo e a praia tende a ser reflectiva. (Fonte: Google Earth, 2006).



Figura 4.26b: Perfil 4, com condições de maior energia e ondas quebrando no banco externo, a praia assume características *rhythmic bar and beach*.

Os perfis localizados ao norte da praia de Moçambique (6 e 7) têm menor tamanho de grão (areia fina) e maior exposição às ondas provenientes de sul. A praia, nestes perfis, foi classificada como longshore bar and trough, utilizando o valor de  $\Omega$ . Neste caso, esta tem características intermediárias a dissipativas, normalmente com dois bancos operantes e até três bancos, durante condições de alta energia de onda (Figura 4.27).



Figura 4.27: Perfil 6, mostrando características intermediárias a dissipativas, com normalmente dois bancos operantes.

#### 4.3.2. Variações na largura da zona de surfe

A largura da zona de surfe (zona entre a linha da maré alta e a quebra de onda no banco externo), foi medida em conjuntos de 6 anos de fotografias aéreas, abrangendo o período entre 1938 e 2004. Os resultados são mostrados na Tabela 4.9 e na Figura 4.28.

Tabela 4.9: Larguras da zona de surfe (m), medidas a partir de fotografias aéreas entre 1938 e 2004.

Ano	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfis 6 e 7
2004	80	120	160	144	160	200
2002	45	90	105	135	150	150
1998	15	45	150	150	150	180
1978	75	100	100	150	125	100
1956	50	75	125	125	175	150
1938	75	150	175	200	200	225
Média	56,7	96,7	135,8	150,7	160	167,5

Os valores médios da largura da zona de surfe (Tabela 4.9) são mostrados na Figura 4.28, indicando que esta aumenta em direção ao norte do embaiamento (valores máximos nos perfis 6 e 7).

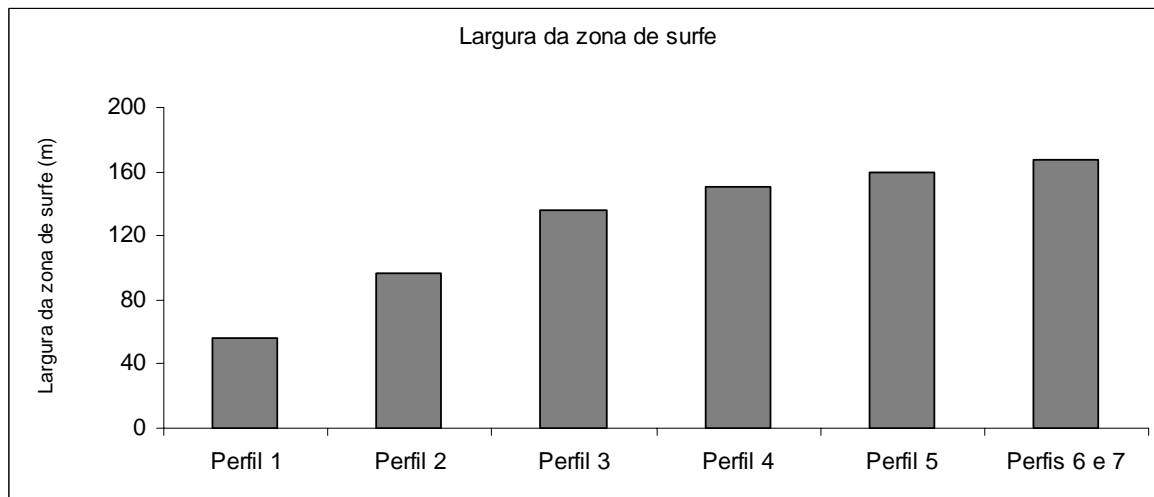


Figura 4.28: Valores médios da largura da zona de surfe (m), medidos a partir de 6 conjuntos de fotografias aéreas, entre 1938 e 2004.

Estas medidas foram confirmadas no campo, pela medida da largura da zona de surfe durante um período de moderada energia de onda ( $H_b$  máximo de 1,2 m), em agosto de 2006. A largura da zona de surfe aumentou de 15 m, no perfil 1, passando por 50 m nos perfis 2 a 5, à 150 m nos perfis 6 e 7. Estes resultados também são indicativos do aumento, em direção ao norte, da energia de onda e do seu nível de dissipação.

As variações morfodinâmicas da praia de Moçambique são notáveis, uma vez que esta apresenta um setor dissipativo de baixa energia ao sul, estável, com praia e zona de surfe relativamente estreitas e um setor ao norte, intermediário-dissipativo de alta energia, estável, amplas praia e zona de surfe, passando por uma zona no centro da praia de características morfodinâmicas intermediárias, com maior mobilidade e energia de onda. Este gradiente morfodinâmico é um resultado da combinação do tamanho de grão e do grau de exposição à energia de onda, a qual varia ao longo da praia devido à presença dos promontórios e à orientação da linha de costa.

#### 4.4. Conclusões

O monitoramento dos perfis mostrou que a resultante da variação do volume de sedimentos foi negativa para a praia em todos os perfis, com exceção



do perfil 3. A duna frontal teve um balanço negativo de sedimentos nos perfis 2 e 3 e positivo entre os perfis 4 e 7. A largura da praia aumentou em direção ao norte, enquanto que a sua mobilidade foi máxima no centro da praia.

Os perfis localizados nas partes sul e norte da praia mostram grande similaridade em relação ao tamanho de grão, declividade da praia, estabilidade e são primariamente dissipativos. Na porção central, a praia é morfodinamicamente intermediária, estreita, íngreme, móvel e composta por sedimentos mais grossos.

O embaçamento mostra um gradiente morfodinâmico bastante claro. As estimativas do estado morfodinâmico utilizando os valores de  $\Omega$  são incorretas e não correspondem com as observações de campo e das fotografias aéreas, principalmente nos perfis 1, 3, 4 e 5. Ao sul, a praia é na realidade dissipativa de baixa energia (perfil 1) e *rhythmic bar and beach* (perfil 2); no centro, a praia é intermediária, variando entre *crescentic bar and rip* e *rhythmic bar and rip* (não *low tide terrace*) e nos perfis 6 e 7, a praia é *longshore bar-trough*.

O comportamento morfodinâmico e a mobilidade dos perfis praias estão relacionados ao grau e exposição à energia das ondas e ao tamanho de grão. Os perfis ao sul estão localizados em uma zona de baixa energia, compostos por areia fina e são temporalmente estáveis. O mesmo ocorre para os perfis ao norte, os quais são mais expostos à energia das ondas mas também compostos por areia fina, produzindo baixas declividades, zonas de surfe mais amplas e maior dissipação da energia das ondas. A parte mais diferenciada da praia está em seu centro, onde apresenta características morfodinamicamente intermediárias, com maiores mobilidade, energia de onda e tamanho de grão.

O comportamento morfodinâmico dos perfis topográficos das dunas frontais reflete ambos os processos da praia e zona de surfe e exposição à energia dos ventos, e ao transporte eólico de sedimentos. Este último será tratado no Capítulo 5. Os menores volumes de sedimentos da duna frontal ocorrem nos setores praias de menor energia e largura da praia (i.e. menor pista).

Os padrões de balanço sedimentar da praia e duna frontal ao longo do ano de monitoramento mostram que a duna frontal pode estar em balanço negativo de sedimentos enquanto o balanço da praia está negativo e/ou positivo. Entretanto, os valores positivos da duna frontal foram medidos quando a praia estava negativa ou em balanço de sedimentos. Na porção sul do embaçamento (perfil 2),

a praia e a duna frontal apresentaram balanço negativo de sedimentos. A partir deste ponto, em direção ao norte, (perfis 3 a 5), a praia e a duna frontal mostram comportamentos opostos: No perfil 3, a praia estava positiva e a duna negativa, nos perfis 4 e 5, a praia estava negativa e a duna frontal, positiva. No perfil 6, a praia mostrou-se em balanço e a duna frontal teve o balanço de sedimentos mais positivo do sistema.

---

## CAPÍTULO 5 – ORIENTAÇÃO DA LINHA DE COSTA, TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS E DINÂMICA DA DUNA FRONTAL

---

### 5.1. Introdução

A orientação da linha de costa, em relação aos ventos transversais ou predominantes, é um importante fator na determinação do grau do transporte eólico de sedimentos, através ou ao longo da duna frontal (Davidson-Arnott *et. al.*, 1997). Em uma praia de enseada com 60° de curvatura, esta influência pode ser ainda mais significativa. De acordo com Short & Hesp (1982), o tamanho da duna frontal e dos seus sistemas de dunas associados é influenciado por três variáveis ambientais primárias: velocidade do vento regional, tamanho de grão e orientação da linha de costa ou exposição aos ventos prevaescentes, transversais a esta. O nível de exposição a estes ventos, determinado pela orientação da linha de costa, pode produzir variações locais no transporte eólico de sedimentos. Short & Hesp (1982) afirmam ainda que, embora a exposição seja um fator importante, a forma, a declividade e a largura da praia subaérea também controlam o transporte eólico de sedimentos para a duna frontal.

Na literatura, alguns estudos relacionam diretamente o transporte eólico de sedimentos com a deposição destes na duna frontal (Arens, 1997), porém, o desenvolvimento de modelos que relacionam processos de micro e meso escala ainda é um desafio (Bauer & Sherman, 1999). Estes estudos estabelecem uma interface entre as variações na duna frontal e o potencial de transporte de sedimentos, o qual é calculado através de dados eólicos. Entretanto, é reconhecido que em sistemas costeiros, outros fatores como precipitação, umidade, largura, mobilidade e tipo morfodinâmico de praia, presença de neve e balanço de sedimentos podem controlar o transporte dos mesmos entre a praia e a duna (Hesp, 1982; Short & Hesp, 1982; Short, 1988; Psuty, 1988, 1992, 2004; Davidson-Arnott & Law, 1990, 1996; Hesp, 1999).

O sistema praial Barra da Lagoa - Moçambique apresenta uma clara variação longitudinal do tamanho e da estabilidade da duna frontal, da presença de espécies vegetais e sua cobertura, além dos tipos de dunas e da morfologia da barreira. A literatura climática afirma que os ventos predominantes na região do Estado de Santa Catarina sopram de nordeste e que os ventos de tempestades

sopram de sul (ver Apêndice 1). Apesar desta afirmação ser verdadeira para a maior parte do Estado, os ventos que sopram na zona costeira variam em diferentes locais. De fato, nas adjacências da Ilha de Santa Catarina, os ventos predominantes e prevalescentes sopram de sul e não de nordeste (ver Figura 2 no Apêndice 1, que mostra as “rosas de areia” ou os Potenciais de Deriva (*Drift Potentials* – DP) de sedimentos de “Fryberger”, na costa sul-brasileira). A análise dos Potenciais de Deriva indica que existe uma diferença significativa no campo regional dos ventos, entre a Ilha do Arvoredo (ao norte Ilha de Santa Catarina) e Torres, já que a resultante dos potenciais de deriva mostra claramente uma prevalescência e dominância do fluxo eólico proveniente de sul, na Ilha do Arvoredo, um fluxo prevalecente e dominante de NE, no Farol de Santa Marta e um fluxo de WNW em Torres. Na Ilha de Santa Catarina, os campos de dunas transgressivas migraram em direção ao norte, desde o Holoceno até o presente, enquanto que, a partir das dunas parabólicas da praia da Pinheira (imediatamente ao sul da Ilha de SC), em direção ao sul do Estado, os campos de dunas migram em direção ao sul, sudoeste ou oeste.

Sendo assim, é esperado que o volume de sedimentos transportado pelo vento seja depositado na porção norte do embaçamento de Moçambique, já que este é orientado transversalmente aos ventos de sul e, também, em todos os embaçamentos da Ilha de Santa Catarina. Na porção norte de Moçambique, os ventos de NE sopram ao longo da costa ou em direção ao mar. A situação inversa ocorre nos embaçamentos ao sul da Ilha, onde os ventos de NE, transversais à costa, são prevalescentes, fazendo com que os campos de dunas migrem para o sul.

Conseqüentemente, o sistema praiial Barra da Lagoa - Moçambique é um excelente local para testar a hipótese de que a orientação da linha de costa influencia a dinâmica e direção do vento, os padrões longitudinais de altura e direção das ondas, o tamanho de grão, o aporte de sedimentos e a interação praia-duna, pois o arco praiial possui 60° de curvatura. Em particular, qual o fator (ou combinação de fatores), é o mais importante ou controlador do desenvolvimento da praia ou barreira arenosa (e.g. variação no tamanho de grão, direção e velocidade do vento, energia de onda e tipo de praia, aporte de sedimentos etc.)?

Neste capítulo, será apresentada uma análise do clima de ventos da região da Ilha de Santa Catarina, a partir de dados medidos na ilha do Arvoredo, ao norte da área em questão. A metodologia usada neste trabalho (detalhada no Capítulo 2) consiste basicamente da análise de duas séries de dados de ventos: uma série de dados coletada durante 34 anos contínuos e uma de 1 ano, mais recente. Esta análise teve como objetivo construir as “rosas de areia” propostas no método de Fryberger (1979) e que expressam os Potenciais de Deriva ou o potencial de transporte eólico de sedimentos. Os resultados e discussão referentes às rosas de vento e de areia, Potenciais de Deriva e comparações com o volume de sedimentos da duna frontal, orientação da linha de costa e desenvolvimento da duna frontal, serão apresentados a seguir.

## **5.2. Rosas dos ventos**

Neste ponto, é importante definir algumas terminologias básicas. De acordo com Whittow (1984), os ventos prevalescentes são aqueles que sopram com maior frequência, em uma dada localidade. Os ventos dominantes são aqueles que excedem em importância, em uma situação em particular.

A Figura 5.1 mostra as rosas dos ventos de ambos os períodos da coleta de dados: (a) 34 anos e (b) 1 ano. Ambos os registros mostram que o regime dos ventos locais possui duas componentes principais: nordeste (norte-nordeste) e sul. Os ventos de sul são dominantes em ambas as séries de dados e também são prevalescentes no registro da série de 34 anos. No registro de 1 ano, os ventos de norte-nordeste são prevalescentes.

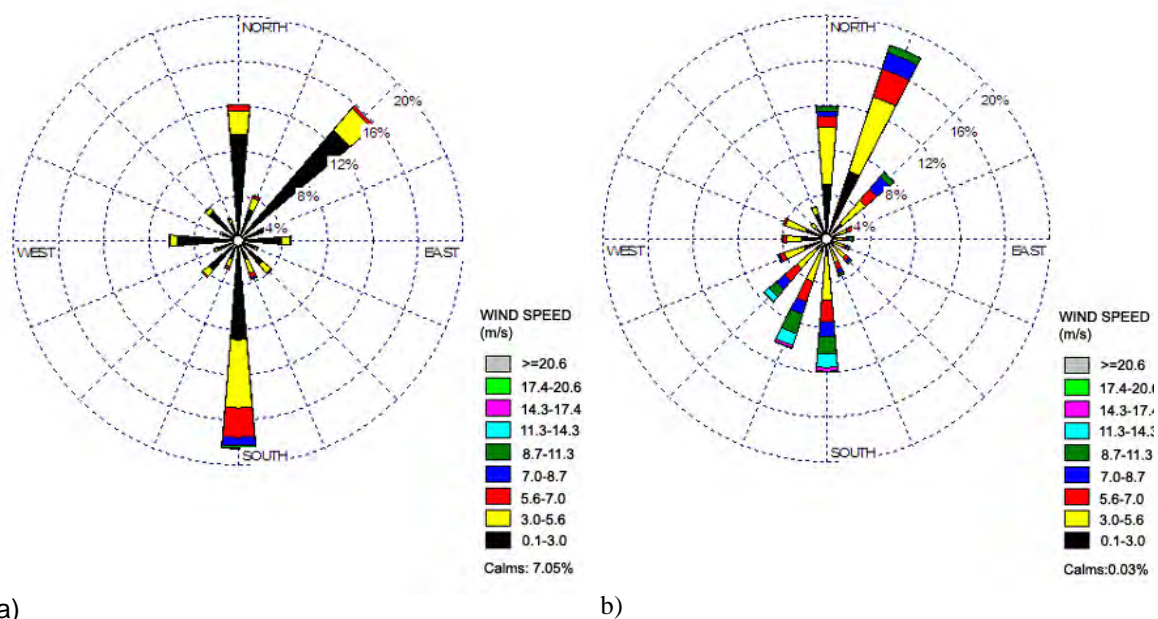


Figura 5.1: a) Rosa dos ventos para os dados de 34 anos e b) Rosa dos ventos para os dados de 1 ano.

Nos dados da série de 34 anos, os ventos provenientes de sul são os prevaescentes ou os mais freqüentes (18,5% das observações), com uma velocidade média de 6,52 m/s. Os ventos de nordeste são os segundos em maior freqüência (15,8%) e mostram uma velocidade média de 3,68 m/s. Nos dados de 1 ano, os ventos mais freqüentes são de NNE (18,39%) com uma velocidade média de 5,67 m/s e os ventos de sul são os segundos em freqüência (11,9%), mas com uma maior velocidade média (8,48 m/s), conforme Tabelas 5.1 e 5.2.

Nos dados da série de 34 anos, os padrões sazonais referentes à dominância do vento sul foram similares (Figura 5.2). Os ventos de nordeste prevaleceram na primavera (18,34%) e os de sul prevaleceram no verão (17,3%), outono (17,84%) e, principalmente, no inverno (21,63%). Os limites das datas das estações foram:

Primavera - entre 22/09 e 20/12;

Verão - entre 21/12 e 19/03;

Outono - entre 20/03 e 20/06;

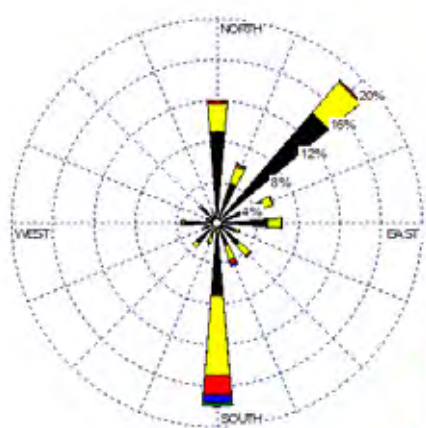
Inverno - entre 21/06 e 21/09.

Tabela 5.1: Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre 1964 e 1998 (34 anos).

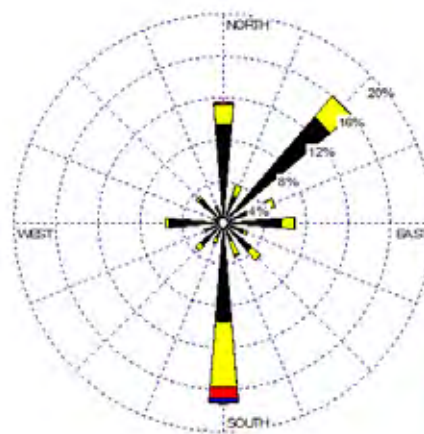
DIR/ VELOC	0 a 3	3,1 a 5,6	5,61 a 7	7,1 a 8,7	8,71 a 11,3	11,31 a 14,3	14,31 a 17,4	17,41 a 20,6	20,61 a 25	>25	%
N	4,99	4,49	0,93	0,70	0,78	0,20	0,03	0,00	0,00	0,00	12,14
NNE	1,47	1,53	0,46	0,34	0,35	0,11	0,03	0,01	0,00	0,00	4,30
NE	6,89	6,12	1,33	0,81	0,60	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	15,85
ENE	1,98	1,51	0,26	0,14	0,14	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	4,05
E	2,18	1,73	0,39	0,22	0,19	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	4,76
ESE	1,01	0,65	0,09	0,06	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	1,92
SE	1,21	1,68	0,44	0,33	0,25	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	4,01
SSE	0,79	1,10	0,44	0,46	0,54	0,26	0,10	0,01	0,00	0,00	3,71
S	3,20	5,64	2,11	2,27	3,17	1,42	0,48	0,18	0,04	0,02	18,52
SWS	0,67	1,13	0,26	0,21	0,37	0,11	0,02	0,01	0,00	0,00	2,78
SW	1,79	1,72	0,32	0,26	0,19	0,07	0,03	0,02	0,00	0,00	4,40
WSW	1,09	0,95	0,10	0,07	0,09	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	2,37
W	3,21	2,22	0,35	0,19	0,17	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	6,23
WNW	0,96	0,65	0,08	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,78
NW	2,15	1,36	0,21	0,12	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	3,97
NNW	1,03	0,73	0,13	0,10	0,13	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	2,16
Calms											7,05
TOTAL	34,63	33,21	7,92	6,33	7,15	2,62	0,78	0,25	0,05	0,03	100,00

Tabela 5.2: Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados entre setembro de 2004 e novembro de 2005 (~1 ano).

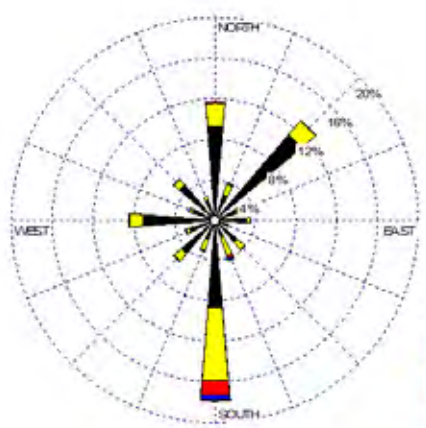
DIR/ VELOC	0 a 3	3,1 a 5,6	5,61 a 7	7,1 a 8,7	8,71 a 11,3	11,31 a 14,3	14,31 a 17,4	17,41 a 20,6	20,61 a 25	%
N	1,70	4,92	2,87	1,31	0,91	0,10	0,00	0,00	0,00	11,81
NNE	1,76	7,86	4,46	2,88	1,39	0,04	0,00	0,00	0,00	18,40
NE	1,04	2,53	1,84	1,97	0,65	0,02	0,00	0,00	0,00	8,05
ENE	0,63	1,14	0,65	0,45	0,24	0,02	0,00	0,00	0,00	3,13
E	0,49	0,81	0,43	0,36	0,29	0,08	0,01	0,00	0,00	2,47
ESE	0,49	0,97	0,26	0,25	0,24	0,03	0,00	0,00	0,00	2,25
SE	0,66	1,41	0,43	0,34	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	2,97
SSE	0,59	1,31	0,91	0,52	0,25	0,07	0,02	0,00	0,00	3,67
S	0,64	2,09	1,77	2,16	2,60	2,08	0,52	0,10	0,02	11,96
SWS	0,52	1,48	1,07	1,52	3,11	2,06	0,48	0,14	0,11	10,49
SW	0,65	1,56	1,02	1,09	1,32	1,40	0,40	0,08	0,00	7,51
WSW	1,07	2,30	0,51	0,43	0,15	0,09	0,00	0,00	0,00	4,54
W	1,12	1,81	0,44	0,20	0,23	0,11	0,00	0,00	0,00	3,91
WNW	0,74	2,24	0,73	0,22	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	3,98
NW	0,77	0,85	0,21	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,86
NNW	1,44	1,30	0,18	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98
Calms										0,00
TOTAL	14,32	34,58	17,77	13,78	11,58	6,09	1,43	0,32	0,13	100,00



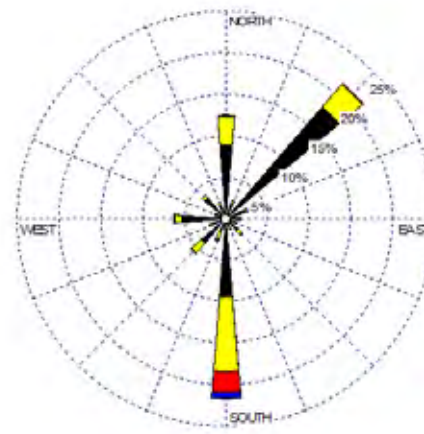
a) primavera



b) verão



c) outono

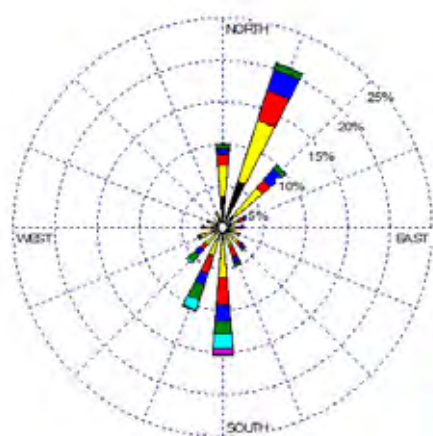


d) inverno

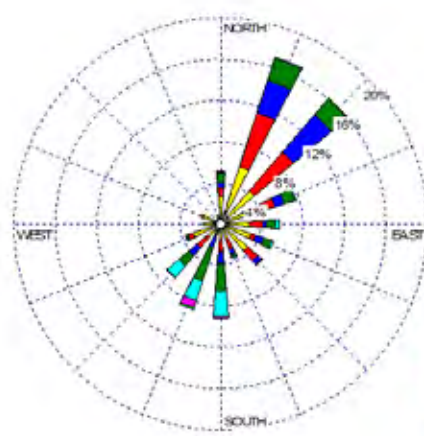
Figura 5.2: Rosa dos ventos para os dados de 34 anos: a) primavera; b) verão; c) outono; d) inverno.

Nos dados de 1 ano, os ventos de NNE prevaleceram durante a primavera (20,68%), verão (17,01%) e outono (17,54%). No inverno, os ventos prevaescentes foram de norte (17,06%). Apesar do vento sul não ser o prevaescente neste registro, ele é o mais forte durante todas as estações. Entretanto, durante o inverno os ventos de sul foram mais fracos, se comparados com as outras estações (Figura 5.3).

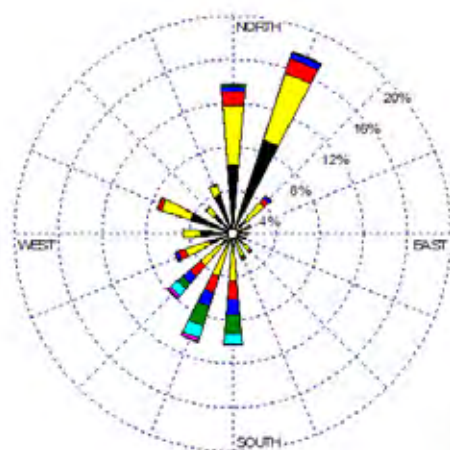




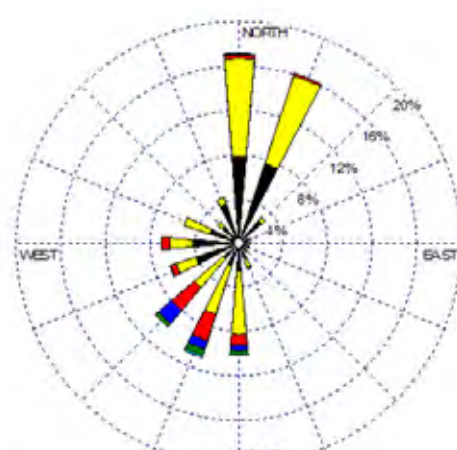
a) primavera



b) verão



c) outono



d) inverno

Figura 5.3: Rosa dos ventos para os dados de 1 ano: a) primavera; b) verão; c) outono; d) inverno.

As diferenças entre os dados de 1 ano e os de maior período (34 anos) podem ser atribuídas à possibilidade de um regime de ventos incomum, durante o período de registro dos dados de 1 ano, e/ou ao fato de que os dados de 1 ano foram classificados a cada grau, em contraste com os dados de 34 anos, os quais foram classificados em segmentos de  $10^\circ$ .

### 5.3. Potenciais de Deriva e Rosas de Areia

A Figura 5.4 mostra as rosas de areia para cada setor da praia, para os ventos transversais à costa (linhas pontilhadas) e para o conjunto dos ventos transversais e longitudinais à costa (linhas contínuas), para a série de dados de 34 anos e de 1 ano.

A Tabela 5.3 mostra os valores de Direção de Deriva Resultante (*Resultant Drift Direction* - RDD) e de Potencial de Deriva Resultante (*Resultant Drift Potential* - RDP) para cada perfil, para os ventos transversais e os transversais/longitudinais à costa, referentes aos dados de 34 anos.

O maior valor de RDP foi observado na porção norte da praia, no perfil 6, para ambos os ventos transversais e transversais/longitudinais. O menor valor foi medido no sul da praia, no perfil 2.

Em geral, os valores de RDP aumentaram de sul para norte (Figura 5.4) para ambos os ventos transversais e transversais/longitudinais à costa. Este padrão somente foi modificado na porção mais ao sul da praia (perfil 1), onde os ventos transversais/longitudinais foram mais fortes que os observados no perfil 2. No perfil 3, o valor de RDP para os ventos transversais foi o menor, comparado aos outros perfis, mas para os ventos transversais/longitudinais o valor de RDP seguiu a tendência de aumento em direção ao norte.

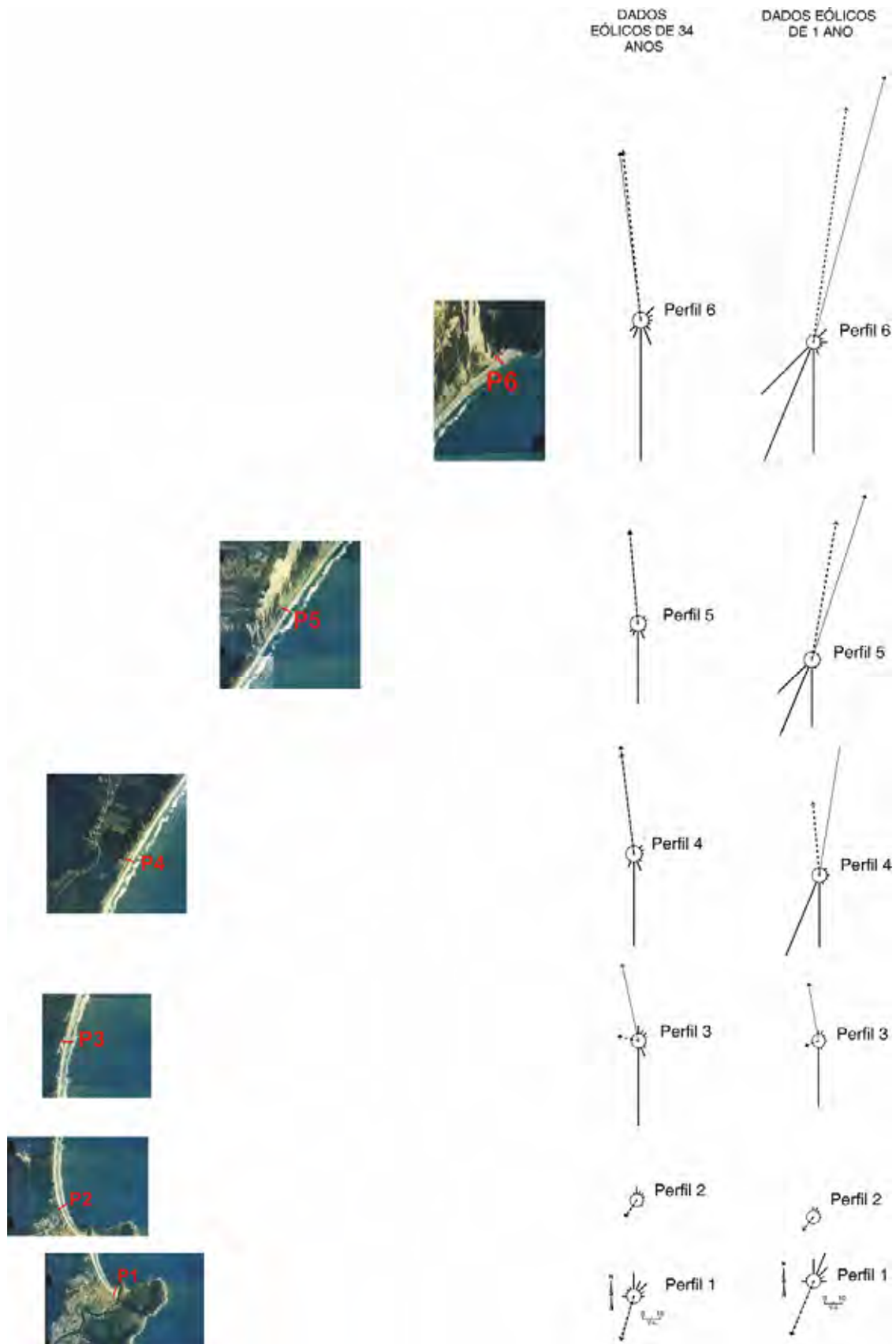


Figura 5.4: Rosas de areia para a área de estudo e para ambas as séries de dados de ventos: os ventos transversais à costa são representados pelas linhas pontilhadas e o conjunto dos ventos transversal e longitudinal à costa é representado pelas linhas contínuas.

Tabela 5.3: Valores de RDP e RDD para cada perfil monitorado na área de estudo, referentes aos dados eólicos de 34 anos.

Perfil	RDP (u.v.) para ventos transversais/longitudinais	RDD (u.v.) para ventos transversais/longitudinais	RDP (u.v.) para ventos transversais	RDD (u.v.) para ventos transversais
1	22,8	195,4	23,03	196,91
2	9,9	216	9,84	211,64
3	41	-12	8,65	-77
4	50,04	-7	48,41	-7
5	45,65	-5	45,47	-5
6	81,1	-7,1	82,31	-6

A Tabela 5.4 mostra os valores de RDD e RDP para cada perfil, referentes aos dados eólicos de 1 ano. Estes resultados seguem a mesma tendência daqueles relativos ao período de 34 anos de dados de ventos.

Quando comparados, ambos os registros, algumas diferenças podem ser notadas, especialmente nos perfis 4, 5 e 6, onde os dados de 1 ano mostram valores de RDD e RDP dos ventos longitudinais à costa maiores que os valores referentes aos ventos transversais. Em relação aos dados de 34 anos, ambos os ventos tiveram aproximadamente a mesma velocidade e direção, na parte norte da praia (Figura 5.4).

Tabela 5.4: Valores de RDP e RDD para cada perfil monitorado na área de estudo, referentes aos dados eólicos de 1 ano.

Perfil	RDP (u.v.) para ventos transversais/longitudinais	RDD (u.v.) para ventos transversais/longitudinais	RDP (u.v.) para ventos transversais	RDD (u.v.) para ventos transversais
1	30,5	203,0	30,4	202,3
2	7,2	219,0	7,3	217,5
3	32,2	-10,0	5,9	247,8
4	77,4	9,0	37,0	-5,0
5	85,6	18,0	68,8	10,0
6	154,3	15,0	128,0	8,0

#### 5.4. Comparações entre os volumes da duna frontal e os valores de RDP e RDD

As figuras 5.5 a 5.9 mostram as comparações entre os volumes mensais da duna frontal (calculados a partir dos levantamentos topográficos) e o potencial de transporte de sedimentos dos ventos transversais (linhas contínuas) e dos ventos transversais/longitudinais à costa (linhas pontilhadas). A Tabela 5.5

apresenta os valores das análises mensais de RDD e RDP, para cada perfil. Os perfis 1 e 7 não estão incluídos, pois nestes, a duna frontal não está desenvolvida e portanto, a relação dos volumes de sedimento com o potencial de deriva eólica seria infrutífera. Ainda, os dados eólicos não foram registrados pela estação meteorológica durante o levantamento 5.

O maior valor de RDP foi de 266,1 para ventos transversais à costa, no perfil 6, durante o mês entre os levantamentos 10 e 11. Nesta ocasião, uma tempestade incidiu sobre a costa, produzindo ondas, medidas pelo ondógrafo em águas profundas, de até 7 m. Em contraste, períodos de calmaria também ocorreram, resultando em valores nulos de RDP (Tabela 5.5).

Tabela 5.5: Valores mensais de RDD e RDP para cada perfil.

Perfil 2	Levantamentos	VENTOS TRANSVERSAIS/LONGITUDINAIS		VENTOS TRANSVERSAIS	
		RDD (°)	RDP (u.v.)	RDD (°)	RDP (u.v.)
Perfil 2	6 a 7	270	0,37	270	0,37
	7 a 8	227	2,56	223	2,56
	8 a 9	0	0	0	0
	9 a 10	192	1,28	184	1,42
	10 a 11	195	13,18	195	13,18
	11 a 12	192	7,04	192	7,04
	12 a 13	218	5,39	217	5,3
Perfil 3	6 a 7	-1,0	38,3	-56,0	0,7
	7 a 8	-8,0	14,1	256,0	2,1
	8 a 9	0,0	12,3	0,0	0,0
	9 a 10	-1,0	18,0	-64,0	0,4
	10 a 11	-6,0	51,0	234,0	6,9
	11 a 12	-5,0	20,5	45,0	2,4
	12 a 13	-6,0	39,1	76,0	4,2
Perfil 4	6 a 7	13,0	84,7	-1,0	36,8
	7 a 8	13,0	46,5	-5,0	15,6
	8 a 9	9,0	19,6	0,0	11,9
	9 a 10	16,0	63,0	-1,0	18,8
	10 a 11	15,0	201,4	-2,0	63,2
	11 a 12	13,0	64,0	-1,0	26,8
	12 a 13	8,0	72,2	-3,0	42,2
Perfil 5	1 a 2	9,0	110,83	6,0	105,0
	2 a 3	3,0	49,48	2,0	48,8
	3 a 4	-19,0	37,85	-20,0	37,6
	4 a 5	18,0	89,9	15,0	81,92
	6 a 7	21,0	94,2	14,0	40,3
	7 a 8	26,0	62,9	14,0	40,3
	8 a 9	12,0	17,9	9,0	16,7
	9 a 10	24,0	74,7	16,0	54,1
	10 a 11	21,0	227,1	15,0	187,8
	11 a 12	30,0	113,1	13,0	56,8
	12 a 13	10,0	62,5	8,0	60,4
	Perfil 6	4 a 5	11,0	140,8	10,0
6 a 7		19,0	185,7	11,0	146,1
7 a 8		22,0	123,0	11,0	85,3
8 a 9		12,0	38,6	9,0	36,0
9 a 10		24,0	151,3	15,0	107,9
10 a 11		28,0	198,0	15,0	266,1
11 a 12		36,0	196,8	12,0	107,8
12 a 13		7,0	136,5	6,0	132,7

No perfil 2 (Figura 5.5), a maior deposição de sedimentos na duna frontal ( $1,62 \text{ m}^3/\text{m}$ ) ocorreu entre os levantamentos 12 e 13, quando os valores de RDP foram baixos, 5,39 u.v. para os ventos transversais/longitudinais e 5,3 u.v para os ventos transversais à costa. Entre os levantamentos 10 e 11, o potencial de deriva foi o maior do período analisado deste perfil (13,18 u.v), mas a duna frontal teve a sua máxima erosão ( $-2,4 \text{ m}^3/\text{m}$ ) (Tabela 5.5).

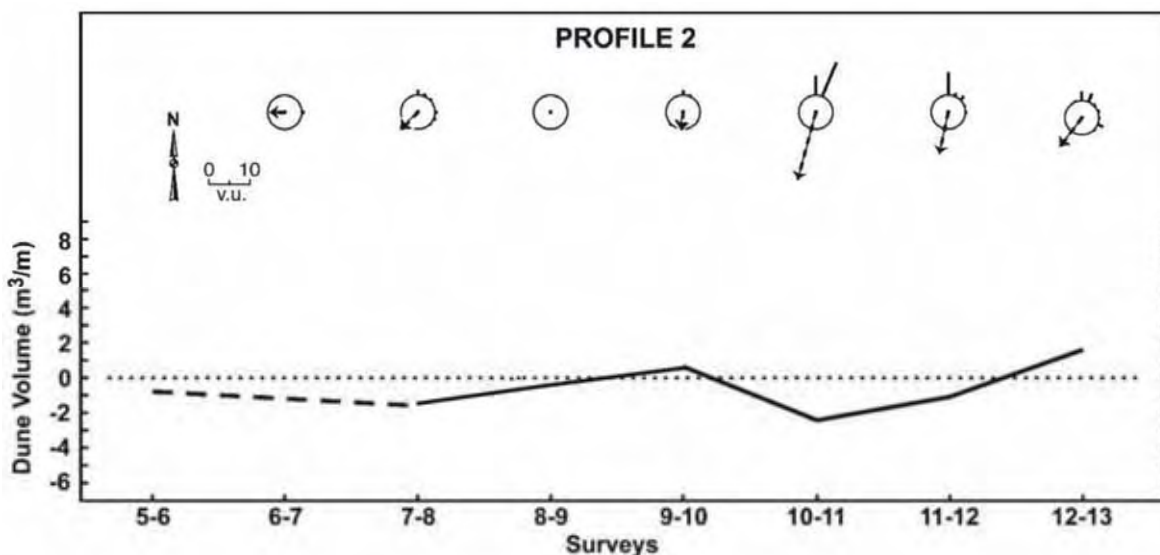


Figura 5.5: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 2. As linhas contínuas das rosas de areia indicam os ventos transversais/longitudinais, enquanto que as linhas pontilhadas indicam somente os ventos transversais à costa. A linha pontilhada no volume das dunas indica quando o levantamento não foi realizado (levantamento 7), conectando o volume das dunas entre os levantamentos 6 e 8.

Na duna frontal do perfil 3 (Figura 5.6), a maior deposição foi entre os levantamentos 5 e 6 ( $0,64 \text{ m}^3/\text{m}$ ), mas não houve registro dos ventos durante este período. O maior valor de deposição seguinte foi no período entre os levantamentos 9 e 10 ( $0,24 \text{ m}^3/\text{m}$ ), quando a RDP dos ventos transversais/longitudinais foi de 18 u.v. e 0,4 u.v. para os ventos transversais, ambos os valores apenas moderados (Tabela 5.5). O maior nível de erosão da duna frontal ocorreu entre os levantamentos 10 e 11 ( $-2,74 \text{ m}^3/\text{m}$ ), onde os valores de RDP foram máximos para os ventos transversais/longitudinais (51 u.v.) e para os transversais (6,9 u.v.).

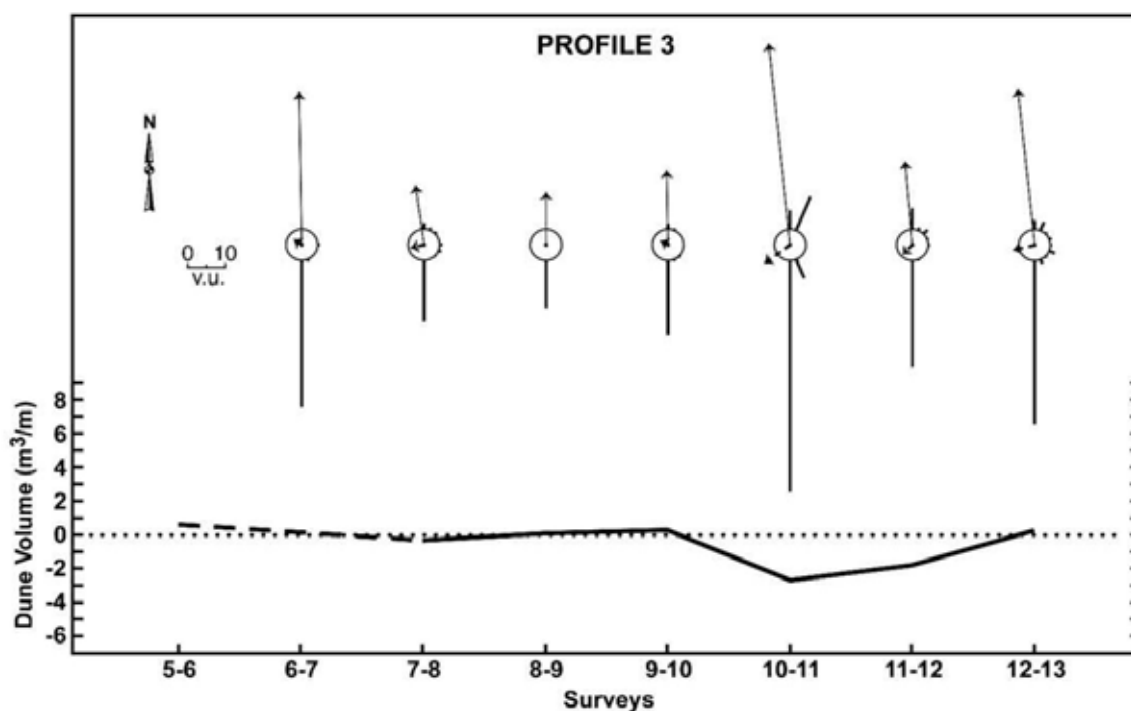


Figura 5.6: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 3

No perfil 4 (Figura 5.7), a máxima deposição de sedimentos na duna frontal ocorreu entre os levantamentos 11 e 12 ( $1,07m^3/m$ ), também entre os levantamentos 5 e 6, ( $1,39 m^3/m$ ), mas não houve registro dos dados de ventos durante este período, quando os valores de RDP estavam entre os maiores registrados: 64 u.v. para os ventos transversais/longitudinais e 26.8 u.v. para os ventos transversais. A máxima erosão da duna frontal ocorreu entre os levantamentos 6 e 8 ( $-1,26 m^3/m$ ), quando os valores de RDP para os ventos transversais/longitudinais foram de 84,7 u.v. (entre os levantamentos 6 e 7) e 46,5 u.v. (entre os levantamentos 7 e 8). Para os ventos transversais à costa, os valores de RDP foram 36,8 u.v. (entre os levantamentos 6 e 7) e 15,6 u.v. (entre os levantamentos 7 e 8) (Tabela 5.5).



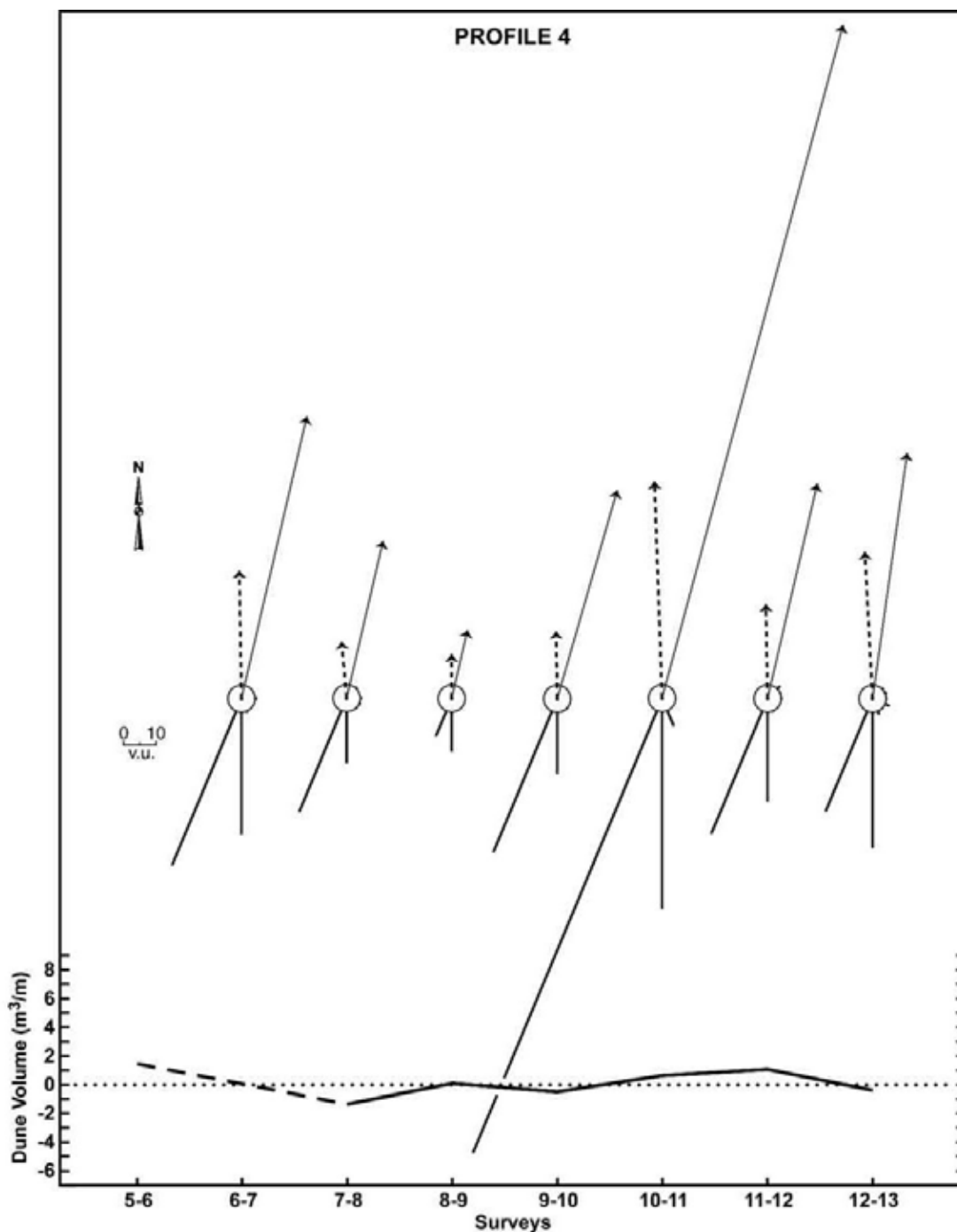


Figura 5.7: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 4.

No perfil 5 (Figura 5.8), os levantamentos 8 e 13 foram retirados das análises, pois não refletiram a topografia real da duna e da duna frontal, provavelmente devido a erros nos levantamentos. Neste perfil, a máxima deposição de sedimentos na duna frontal ( $3,79 \text{ m}^3/\text{m}$ ) ocorreu entre os levantamentos 10 e 11. Durante este período, a RDP para os ventos transversais/longitudinais foi de 227,1 u.v. e 187,8 u.v. para os ventos

transversais, sendo ambos os valores mais altos. A máxima erosão da duna frontal foi medida entre os levantamentos 9 e 10 ( $-1,91 \text{ m}^3/\text{m}$ ) quando a RDP para os ventos transversais/longitudinais foram 74,7 u.v. e 54,1 u.v. para os ventos transversais à costa.

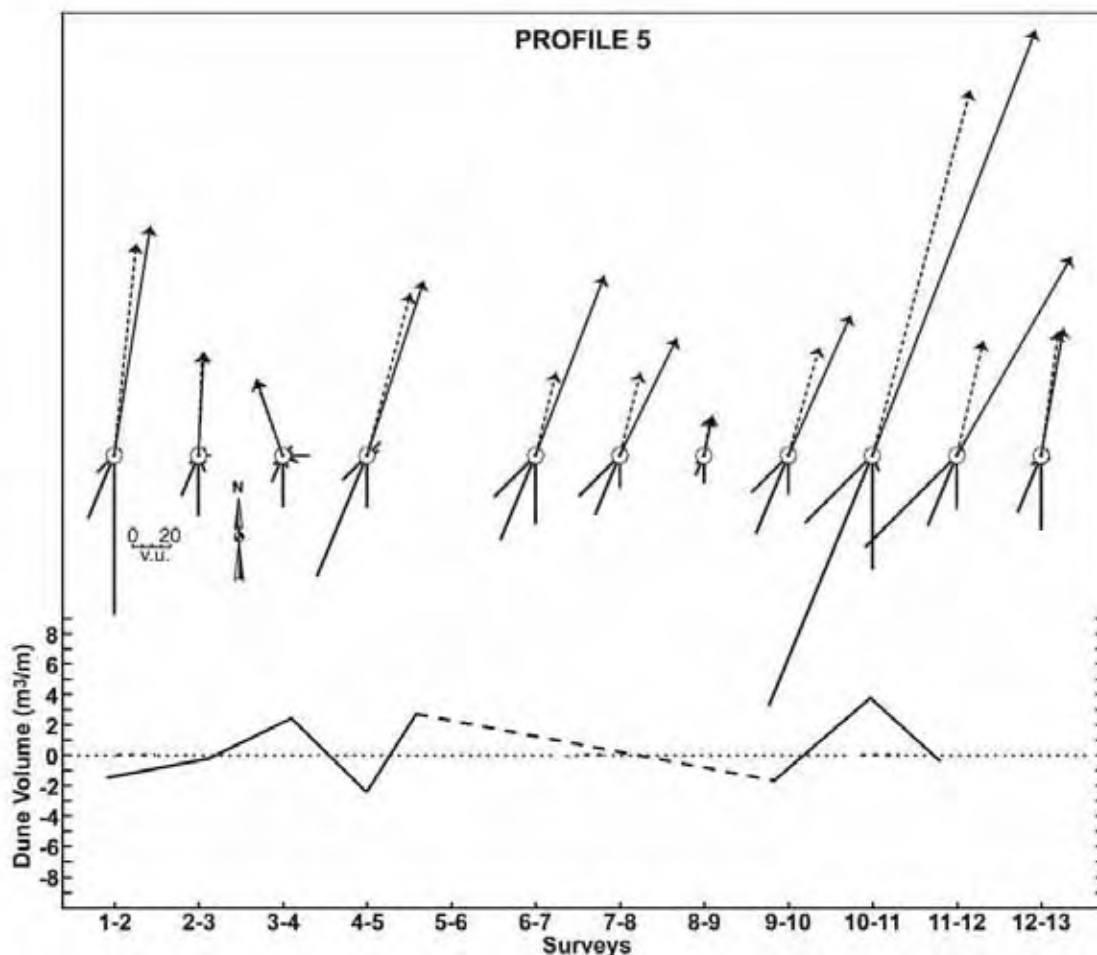


Figura 5.8: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 5. A linha pontilhada no volume das dunas indica quando o levantamento não foi realizado (levantamentos 7, 8 e 13), conectando o volume das dunas entre os levantamentos 6 e 9.

No perfil 6 (Figura 5.9), o maior valor de deposição de sedimentos na duna frontal foi de  $3,38 \text{ m}^3/\text{m}$ , entre os levantamentos 6 e 8. Durante este período, os valores de RDP foram moderados para ventos transversais/longitudinais (185,7 u.v. entre os levantamentos 6 e 7 e 123 u.v. entre os levantamentos 7 e 8) e para os ventos transversais (146,1 u.v. entre os levantamentos 6 e 7 e 85,3 u.v. entre os levantamentos 7 e 8). A erosão máxima da duna frontal ocorreu durante os levantamentos 4 e 5 ( $-3,45 \text{ m}^3/\text{m}$ ) quando a RDP foi de 140,8 u.v. (ventos transversais/longitudinais) e 138,91 u.v. (ventos transversais) (Tabela 5.5).

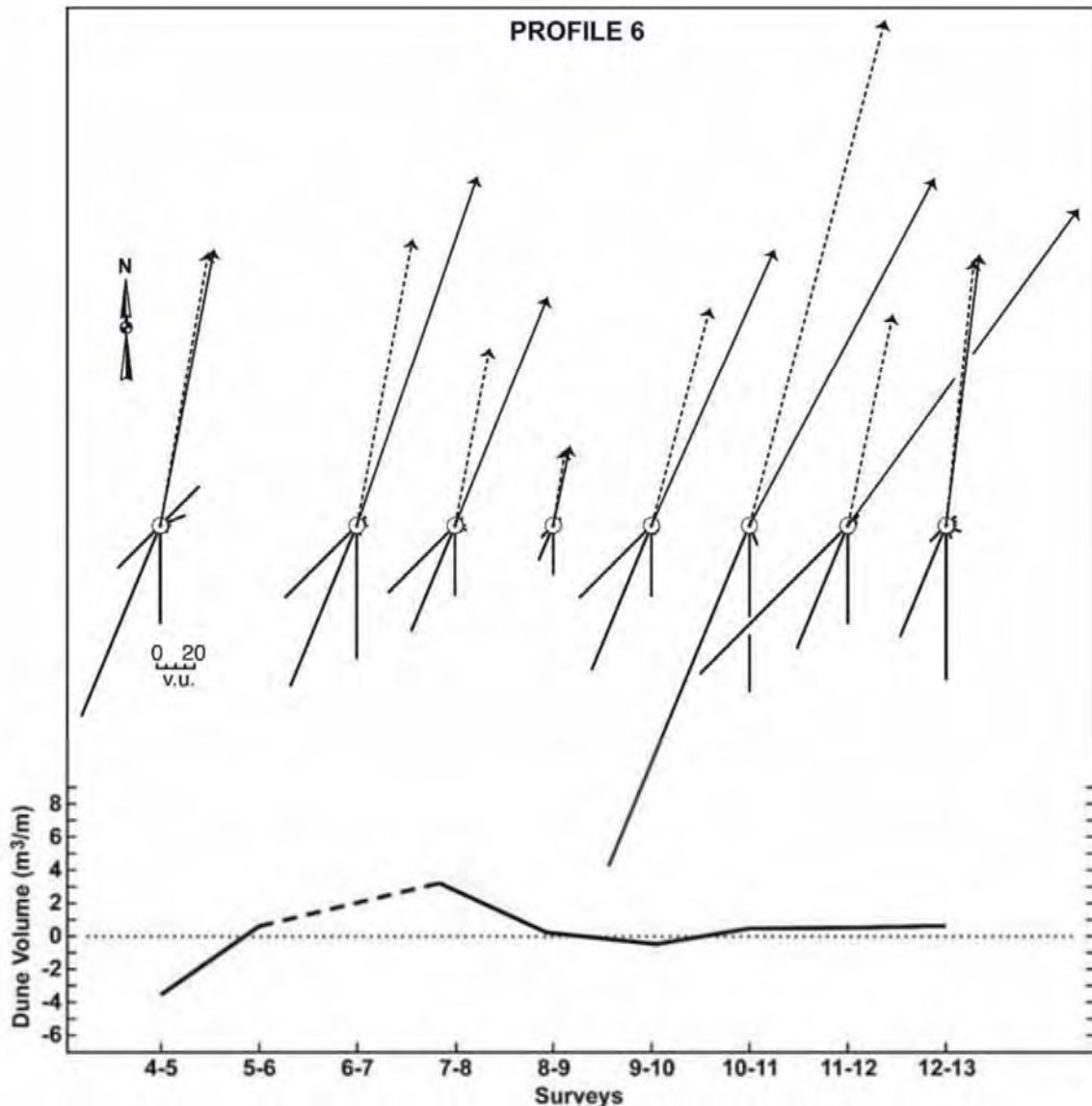


Figura 5.9: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal, no perfil 6.

Em resumo, a Figura 5.10 mostra que é possível observar três padrões de relações entre a variação de volume de sedimentos da duna frontal e RDP's:

a) relação negativa ou discordância entre o potencial de deriva resultante (RDP) e deposição de sedimentos na duna frontal. Por exemplo, a duna frontal pode receber sedimentos durante ventos fracos transversais e/ou ao longo da costa, ou pode ser erodida quando estes ventos são intensos. Ainda, a duna frontal pode permanecer estável enquanto a velocidade destes ventos varia;

b) relação positiva entre deposição de sedimentos na duna frontal e potenciais de deriva;

c) eventos de alta energia de onda associados com fortes ventos de sul, chuva e elevação do nível marinho (maré meteorológica), erosão da duna frontal na porção sul da praia e deposição na parte norte.

O padrão A pode ser notado durante a maior parte das observações, especialmente nos perfis 2 e 3, entre os levantamentos 5 e 10. O padrão B é mais incidente nos perfis 4, 5 e 6 e o padrão C é observado em todos os perfis, durante os levantamentos 10 e 11.

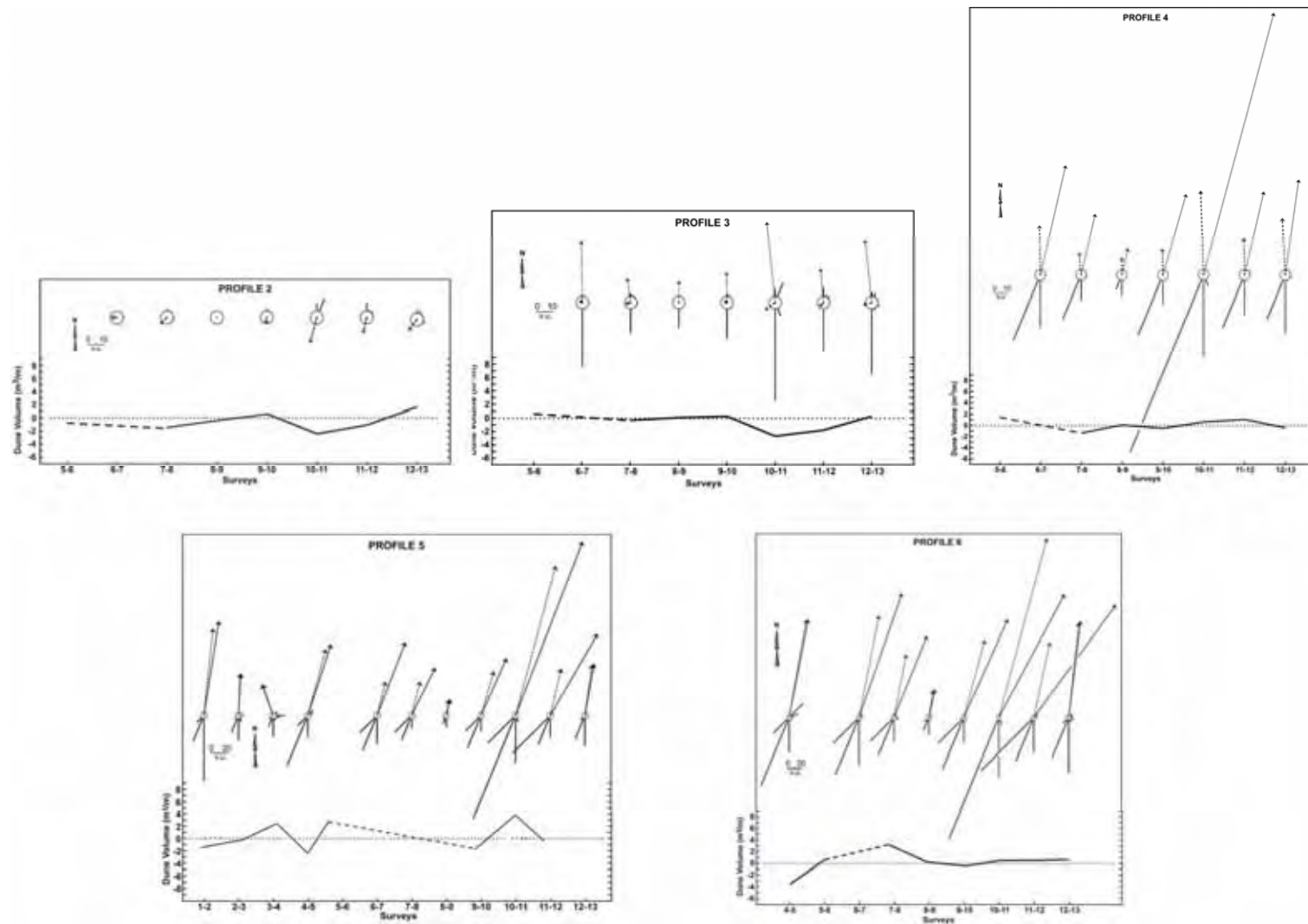


Figura 5.10: Comparações entre os valores de RDP e RDD e volumes da duna frontal. As linhas contínuas das rosas de areia indicam os ventos transversais/longitudinais, enquanto que as linhas pontilhadas indicam somente os ventos transversais à costa.

A Figura 5.11 mostra a análise de regressão entre os volumes da duna frontal, calculados entre a crista da duna e o limite da vegetação, na face da duna voltada para o mar, e os valores mensais de RDP para os ventos transversais e transversais/longitudinais, dos dados de 1 ano. A maior relação foi encontrada nos perfis 2 e 3 para os ventos transversais/longitudinais e transversais, respectivamente. Entretanto, estes perfis mostraram a relação oposta ao que seria esperado, isto é, aumento do volume da duna frontal, com a diminuição dos valores de RDP.

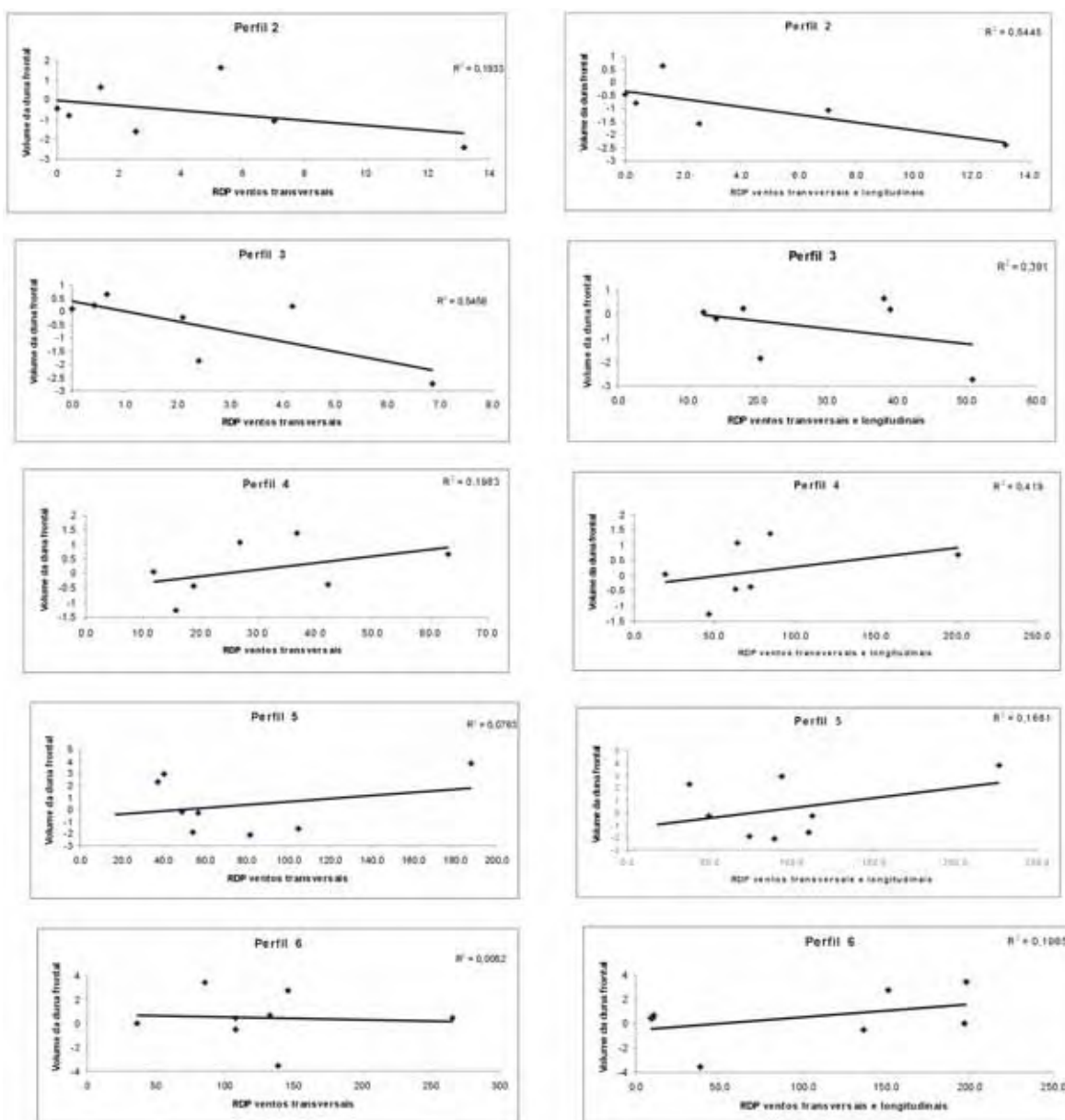


Figura 5.11: Relação entre o volume da duna frontal ( $m^3/m$ ) e RDP (u.v.) para ventos transversais e transversais/longitudinais à costa, relativos ao período de 1 ano de medidas de dados eólicos.

A relação entre o volume total da duna frontal e os valores de RDP de cada perfil é maior para o período de 34 anos de dados (Figura 5.12), especialmente em relação aos ventos transversais à costa. Assim, para este período, os ventos transversais à costa foram mais determinantes no aumento do volume de sedimentos da duna frontal do que os ventos longitudinais.

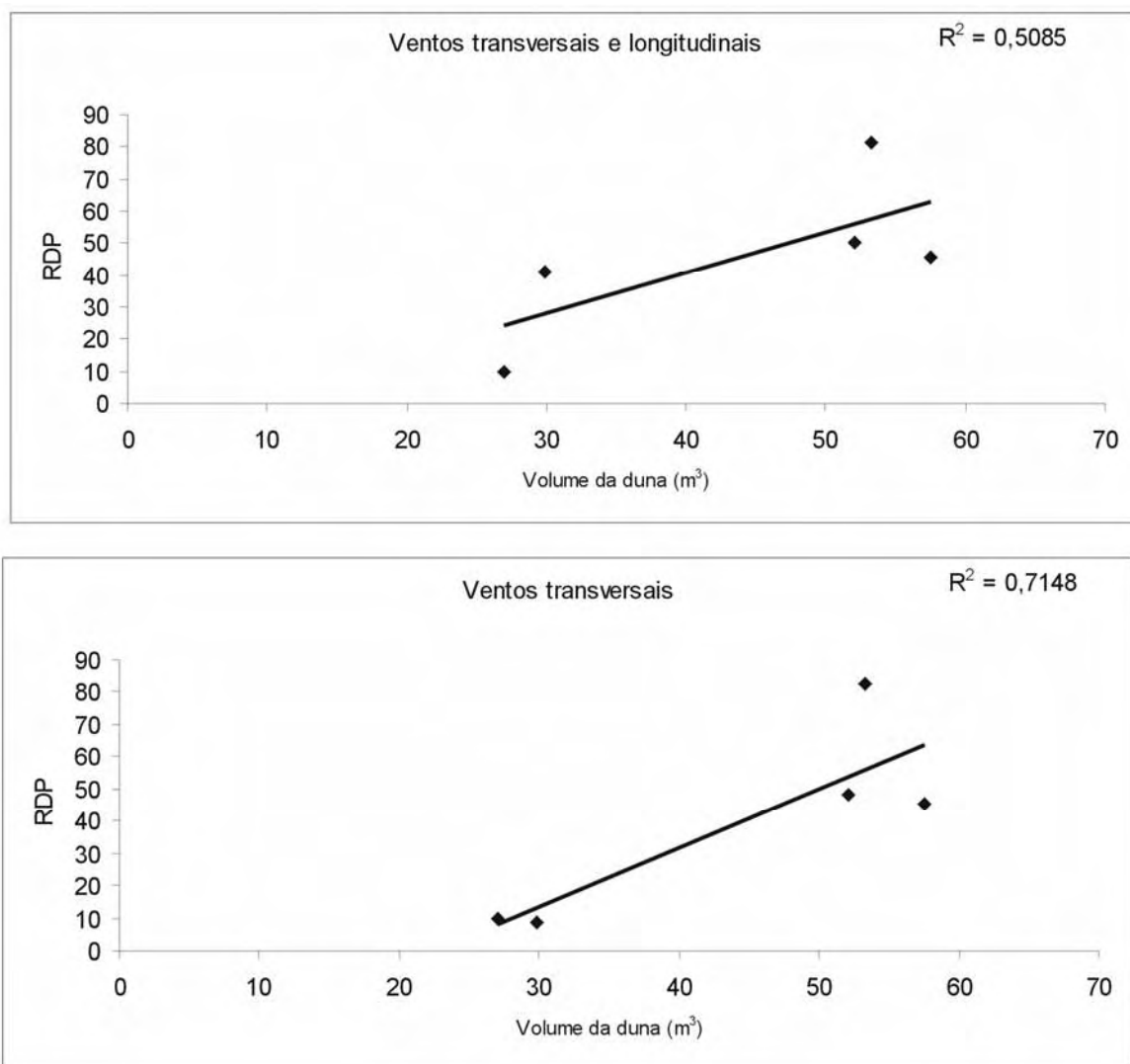


Figura 5.12: Comparações entre os valores de RDP (*Resultant Drift Potential*) dos dados eólicos de 34 anos e volume total da duna frontal (volume total calculado entre a crista da duna e o limite da vegetação).

Durante o período em que os dados eólicos de 1 ano foram registrados e em que os perfis topográficos da duna frontal foram monitorados, os ventos não foram comuns: os ventos sopraram marcadamente em direção ao mar e ao longo da costa, assim a duna frontal não aumentou em volume durante todas as ocasiões de fortes Potenciais de Deriva (*Drift Potentials* – DP). Os dados do maior

período mostram uma melhor correlação, especialmente com os ventos transversais à costa.

### **5.5. Fatores que diminuíram a relação entre os potenciais de deriva e a deposição de sedimentos na duna frontal, durante os levantamentos topográficos**

Comparando os resultados das variações mensais dos volumes da duna frontal com os potenciais de deriva de sedimentos, nem sempre é possível observar uma relação positiva entre ambos. De acordo com Arens (1994, 1996, 1997), é possível relacionar o transporte eólico com a deposição real de sedimentos na duna frontal em algumas condições específicas, mas, em muitos casos, os potenciais de deriva são apenas valores potenciais e que não levam em conta outros fatores como erosão pelas ondas, tipo de praia e mobilidade, níveis de umidade da praia, precipitação e aporte de sedimentos. A seguir, serão analisados alguns fatores que podem ter afetado a relação entre o potencial eólico e a deposição de sedimentos na duna frontal.

#### **5.5.1. Diferenças entre as séries de dados eólicos**

O registro eólico de 1 ano apresenta algumas diferenças em relação ao registro de médio-longo prazo e sendo assim, é possível argumentar que este ano não foi um ano comum. Este fato pode explicar parte da falta de relação entre os potenciais de deriva dos dados deste ano e a deposição real de sedimentos na duna frontal. Durante o ano de levantamentos, a quantidade de sedimentos transportados pelo vento, em direção à costa, foi menor que durante os 34 anos de dados de ventos. Assim, as medidas de deposição sedimentar na duna frontal, durante o período dos levantamentos topográficos, não mostram uma relação razoável com os potenciais de deriva.

#### **5.5.2. Maré meteorológica, erosão pelas ondas e largura da praia**

A maré meteorológica, que é muitas vezes associada com ventos fortes de sul, diminui a largura da praia e, conseqüentemente, a fonte potencial de sedimentos da duna frontal (Davidson-Arnott & Law, 1990; 1996). A Figura 5.13 mostra este efeito do vento sul, longitudinal à costa na parte central da praia



(perfil 3). Quando estas condições permanecem, a duna frontal eventualmente é escarpada pelas ondas (Figura 5.14) e, neste caso, valores altos de potenciais de deriva (RDP) levariam à diminuição do volume de sedimentos na duna frontal e não um aumento.



Figura 5.13: Perfil 3, mostrando que, devido à maré meteorológica associada com ventos de sul de 15 m/s, a praia torna-se mais estreita, diminuindo a fonte potencial de sedimentos para a duna frontal.

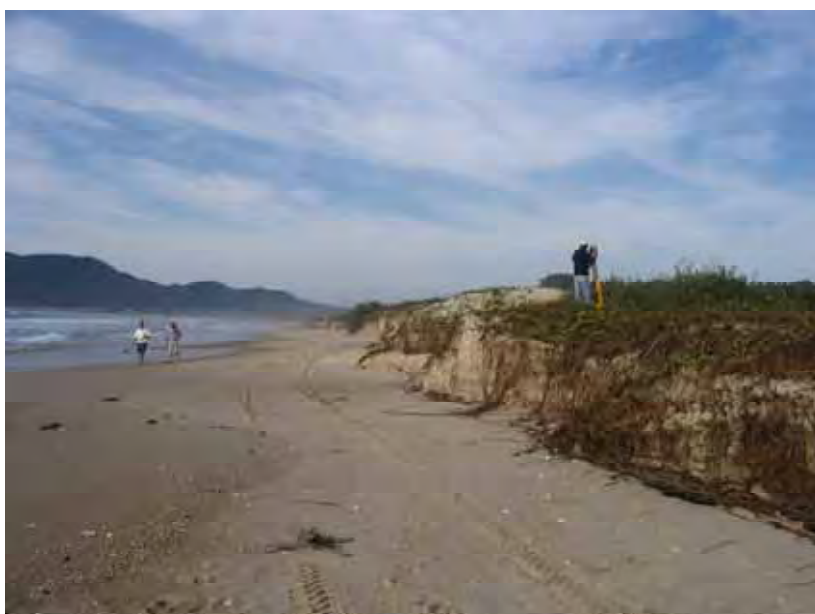


Figura 5.14: Perfil 3, mostrando a erosão da duna frontal, pelas ondas, após a incidência de fortes ventos de sul.

Entre os levantamentos 10 e 11, as ondas em águas profundas chegaram a medir 7 m de altura. Na porção sul do embaiamento, este evento, associado a uma significativa maré meteorológica, diminuiu efetivamente a largura da praia e erodiu a duna frontal (Figuras 5.13 e 5.14). Contudo, na porção norte da praia, a duna frontal permaneceu estável, com deposição de sedimentos (Figura 5.15).

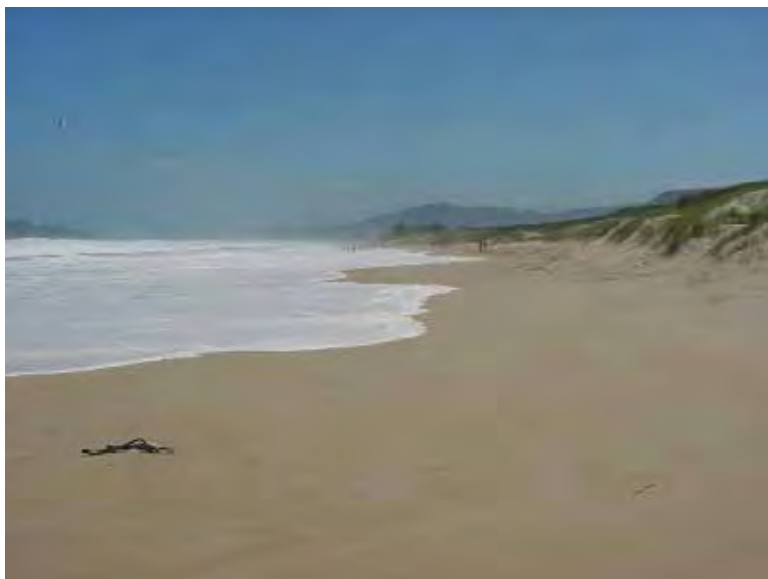


Figura 5.15: Maré meteorológica causada por fortes ventos de sul, no perfil 4.

A largura da praia, na sua porção ao norte do perfil 4, também mostra um decréscimo nestas condições (Figura 5.16), mas a duna frontal raramente é erodida pelas ondas, mantendo parte de sua estabilidade. Arens (1997) obteve resultados similares em seus experimentos: fortes ventos transversais à costa foram combinados com alta precipitação, não havendo deposição de sedimentos na duna frontal devido às condições de alta umidade e erosão pelas ondas, produzindo uma redistribuição dos sedimentos, mas sem escarpamento da duna.

Nos perfis 4 e 5 (Figuras 5.15 e 5.16), o efeito da maré meteorológica diminui devido à declividade e às características intermediárias da praia. Este fato, combinado com os fortes ventos transversais à costa, favorece a deposição de sedimentos na duna frontal, durante períodos de vento sul (Figuras 5.8 e 5.15).



Figura 5.16: No perfil 5, a maré meteorológica diminui a largura da praia mas a duna frontal dificilmente é erodida pela ação das ondas.

A duna frontal, no perfil 6 (Figura 5.17), não apresentou erosão, mas, devido à maré meteorológica e decréscimo na largura da praia, o forte vento de sul, transversal à costa, depositou quantidades limitadas de sedimentos na duna frontal (Figuras 5.9 e 5.17). Esta deposição de sedimentos não reflete a ação isolada dos ventos.



Figura 5.17: Maré meteorológica no perfil 6, diminuindo a largura da praia, sendo a duna frontal dificilmente erodida pelas ondas.

### 5.5.3. Tipo de praia e mobilidade

A figura 5.18 compara os dados obtidos nos levantamentos topográficos com os dados de 1 ano de ventos. Esta figura mostra que, durante este período, o volume resultante da duna frontal aumentou do centro para o norte da praia, a partir do perfil 3, mostrando valores positivos nos perfis 4, 5 e 6. O volume de sedimentos da praia seguiu a mesma tendência no sul da praia (perfil 2) mas, a partir do perfil 3, este mostra um padrão inverso do volume da duna frontal. No perfil 6, o volume de sedimentos da praia é quase estável (neste ponto a praia está em balanço de sedimentos) e a duna frontal teve o maior volume do embaçamento.

Este não é o padrão geral observado em longo prazo, isto é, um aumento geral das dimensões e do volume da duna frontal de sul para norte. Em análises de curto prazo, este comportamento pode ser explicado pelas características da praia: os volumes negativos da duna frontal estão localizados onde a praia é mais móvel (ver Capítulo 4 – Figura 4.23) e menos exposta aos ventos transversais à costa. Por exemplo, no perfil 3, a praia possui alta mobilidade devido às suas características intermediárias e os ventos transversais a este perfil são fracos, resultando em uma alta perda de sedimentos, durante o período em que foram feitos os levantamentos. Entretanto, no perfil 5, a praia também possui alta mobilidade, mas os ventos transversais a este perfil são fortes o suficiente para depositar sedimentos na duna frontal. Ocorreu a maior deposição de sedimentos eólicos na duna frontal do extremo norte da praia (perfil 6), devido ao alto potencial de deriva dos ventos transversais à costa e às características dissipativas da praia (larga, plana e estável), que favoreceram a alta deposição de sedimentos (Short & Hesp, 1982) (Figura 5.18).

A largura da praia aumenta em direção ao norte (com um suave decréscimo no perfil 4) e também a mobilidade da praia, chegando ao máximo no perfil 5 e diminuindo no perfil 6. Apesar da largura e mobilidade da praia estarem inseridas no conceito morfodinâmico, ou seja, praias dissipativas tendem a ser mais amplas, estáveis e com alto potencial de transporte de sedimentos, enquanto que praias intermediárias são mais estreitas e menos estáveis (ou com alta mobilidade), na praia de Moçambique parece que o crescimento resultante da duna frontal e os potenciais de deriva dos ventos transversais à costa estão

intimamente relacionados e que a mobilidade da praia tem uma influência mais significativa onde a praia tem menor exposição aos ventos capazes de transportar sedimentos.

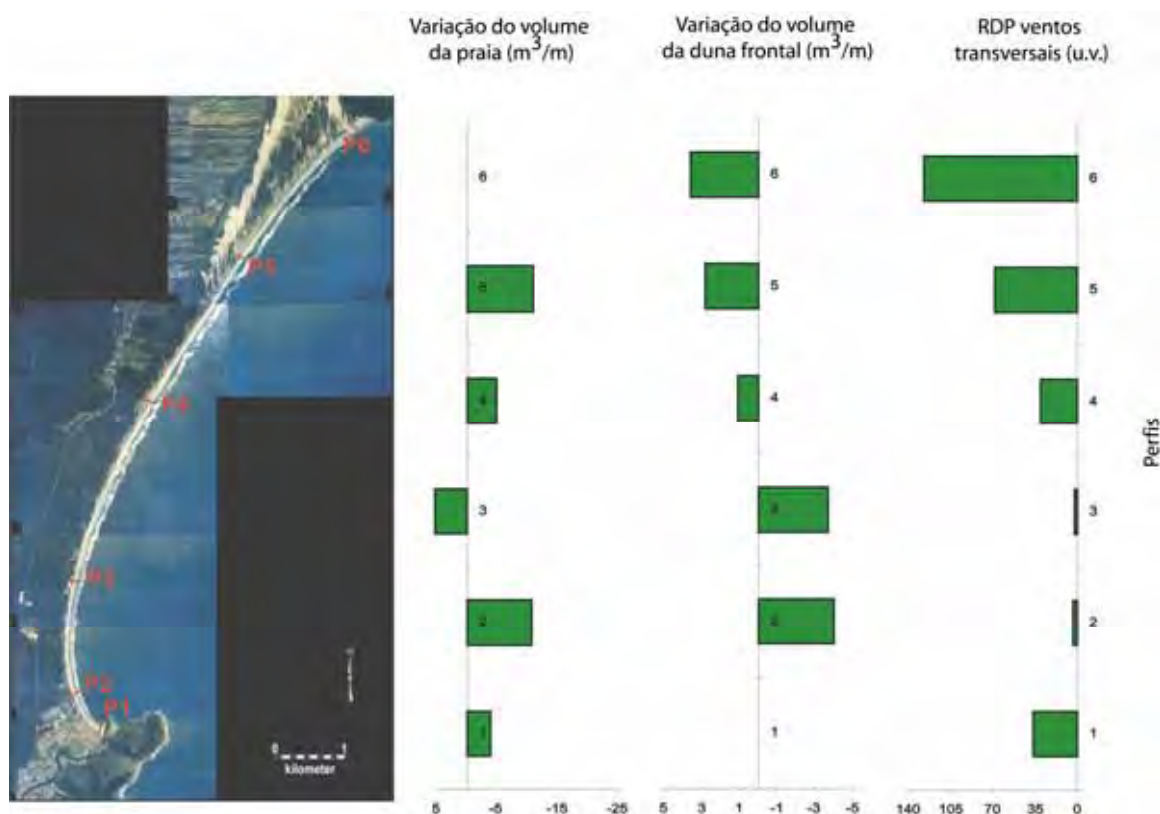


Figura 5.18: Variação longitudinal do volume de sedimentos da praia, da duna frontal e dos valores de RDP.

#### 5.5.4. Precipitação

O nível de precipitação exerce uma forte influência na quantidade de sedimentos que podem ser transportados para as dunas, por uma certa velocidade de vento. Os valores de DP são apenas “potenciais”, a precipitação não está incluída nos cálculos (Fryberger, 1979). Por esta razão, é importante analisar o nível de precipitação que ocorreu durante o período dos levantamentos topográficos, para tentar explicar algumas divergências que ocorreram entre o transporte eólico de sedimentos atual e o calculado via DP's.

A figura 5.19 mostra a distribuição das chuvas ao longo do período de levantamentos. A fase de menor precipitação foi entre os levantamentos 5 e 6 (3,6 mm), enquanto que a maior ocorreu entre os levantamentos 11 e 12 (355,8 mm). A duna frontal, dos perfis 3 e 4, apresentou a maior deposição de sedimentos durante o período mais seco e esta deposição também foi alta nos perfis 5 e 6. Nos perfis 2 e 3, a maior perda de volume de sedimentos da duna frontal ocorreu entre os levantamentos 10 e 11. Este período foi marcado pela ação da maré meteorológica, alta energia de onda e níveis elevados de precipitação (198,2 mm) (Figura 5.19).

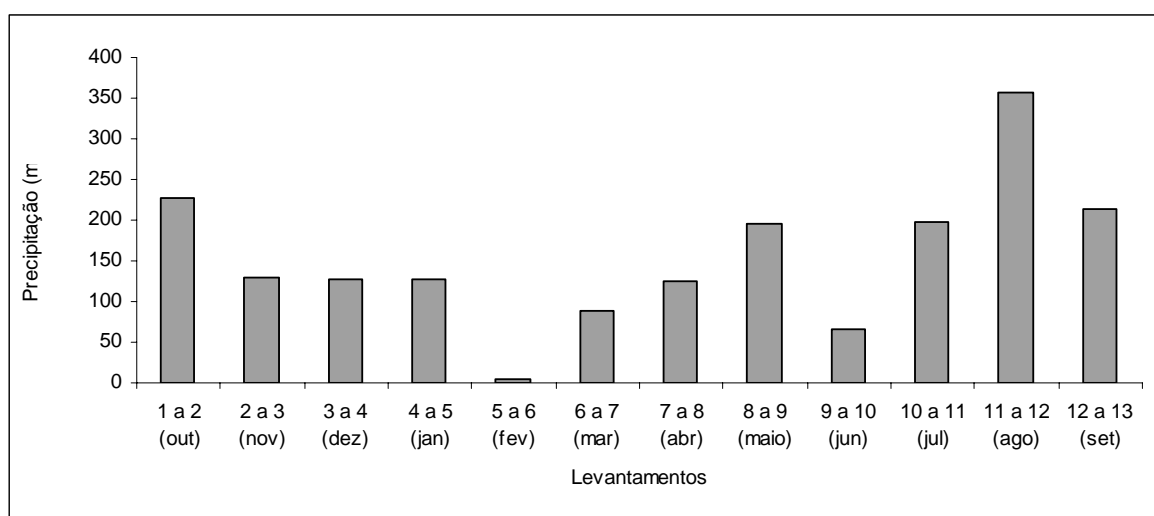


Figura 5.19: Distribuição das chuvas durante o período de realização dos levantamentos topográficos.

## 5.6. Orientação da linha de costa e desenvolvimento da duna frontal

Para ambas as séries de dados de ventos, os mais fortes são provenientes de sul e são transversais à costa, na porção norte da praia. Os ventos de NE são mais fracos e transversais à costa, na parte sul da praia. Uma comparação dos dados de Potenciais de Deriva Resultante (RDP) com o volume de sedimentos da duna frontal ao longo da praia mostra que:

- os ventos de NE são transversais à costa, na porção sul do embaçamento, mas apenas parte destes ventos está acima do limiar necessário para transportar sedimentos (8,39% dos ventos de NE na série de dados de 34 anos e 21,28% na série de 1 ano tiveram velocidade acima de 5,6 m/s) (Tabelas 5.1 e 5.2). Como visto no Capítulo 4, o tamanho da duna frontal é mínimo, neste setor do embaçamento;

- no centro da praia, a intensidade dos ventos transversais aumenta e o tamanho da duna frontal é moderado;
- na porção norte da área de estudo, a praia é intermediária-dissipativa, de baixa mobilidade, ampla e com a maior fonte potencial de sedimentos. Os ventos transversais à costa são fortes e a duna frontal é estabilizada e bem desenvolvida.

O gradiente, ao longo da costa, do volume de sedimentos da duna frontal é concordante com o gradiente de exposição desta aos ventos provenientes de sul, já que estes são mais efetivos no transporte de sedimentos para a duna frontal do que os ventos de NE.

Os períodos de maior acréscimo da duna frontal não ocorreram simultaneamente, em todos os perfis. Poder-se-ia argumentar que durante eventos de tempestade (entre os levantamentos 10 e 11 por exemplo), parte dos sedimentos que foi erodida da duna frontal nos perfis 2 e 3 foi transportada pela deriva litorânea, para os perfis localizados ao norte da praia (Figura 5.10).

No perfil 5 (Figura 5.8), a maior deposição de sedimentos na duna frontal ( $3,79 \text{ m}^3/\text{m}$ ) ocorreu entre os levantamentos 10 e 11. Em média, a taxa de aporte sedimentar para a duna pode variar entre 8 e  $12 \text{ m}^3/\text{m}$ , em New Jersey, USA, numa costa abrigada (Nordstrom & Jackson, 1994), mas estes valores podem ser consideravelmente maiores. Carter & Rihan (1978) e Carter & Wilson (1990) mediram taxas de  $15.000$  a  $19.000 \text{ m}^3$  de transporte eólico de sedimentos, através de uma costa de 80 m, durante um experimento de uma semana, na Irlanda do Norte. A deposição de sedimentos que ocorreu no perfil 5 pode ser considerada alta se comparada com os estudos de Arens (1997), por exemplo. Este autor mediu uma deposição máxima de sedimentos em uma duna frontal da ilha de Dutch Wadden de  $2,1 \text{ m}^3/\text{m}$ , durante 6 meses de experimento. Davidson-Arnott (1988) mediu valores de acumulação total na duna frontal em cerca de  $4,75$  e  $6,75 \text{ m}^3/\text{m}$ , durante 11 meses de levantamentos. McLean & Shen (2006) mediram um aumento do volume sedimentar de  $31 \text{ m}^3/\text{m}$ , em 1 ano, no período de transição entre uma duna incipiente a uma duna frontal estabilizada, na praia de Moruya, Austrália.

O desenvolvimento, em longo prazo, da duna frontal e dos campos de dunas e o aumento do volume de sedimentos de sul para o norte, reflete o padrão

dos ventos (Figura 5.20). Devido à orientação da linha de costa, a resposta aos processos eólicos é diferente em cada setor da praia, devido ao seu nível de exposição aos ventos transversais. No entanto, em curto prazo, o tipo de praia e mobilidade podem modificar a influência dos ventos transversais à costa, como mostrado pelas comparações entre as rosas de areia e variações dos volumes de sedimentos da duna frontal.



Figura 5.20: Vista aérea obliqua do campo de dunas de Moçambique. O comportamento em longo prazo das dunas é concordante com o padrão dos ventos. O extremo norte da praia recebe os ventos mais fortes transversais à costa e o desenvolvimento da duna frontal e do campo de dunas atinge seu máximo. Fonte: Google Earth 2005.

## 5.7. Conclusões

Existem algumas diferenças significativas entre as séries de dados de ventos de 34 anos e de 1 ano. Os ventos provenientes de sul são dominantes em ambas as séries de dados mas prevalecem somente na série maior (34 anos). Na série de 1 ano, os ventos provenientes de NE são os mais freqüentes.

A resposta aos processos eólicos é diferente em cada setor da praia devido à orientação da linha de costa e do nível de exposição desta aos ventos transversais. Apenas uma pequena parte dos ventos transversais ao sul da praia



está acima do limiar necessário para o transporte de sedimentos e isto pode explicar porque as dimensões da duna frontal são mínimas neste setor. No meio da praia (perfil 4), o tamanho e o volume da duna frontal é moderado, devido ao decréscimo na mobilidade da praia e potenciais razoáveis de deriva de sedimentos, pelos ventos transversais à costa. Ao norte (perfil 5), a mobilidade da praia é máxima, devido às características intermediárias de alta energia da praia, mas esta é exposta aos ventos de sul, transversais à costa e mais intensos. O extremo norte da praia, o qual é intermediário/dissipativo, tem maior potencial de aporte sedimentar, boa exposição aos ventos de sul e baixa mobilidade praial. Entretanto, o crescimento da duna frontal, durante o período de levantamentos, foi limitado devido à forte maré astronômica que acompanhou os ventos de sul.

Durante o período de levantamentos, os eventos de alta energia foram mais efetivos na parte sul da praia. O aumento do nível do mar, devido à maré astronômica, diminui a largura da praia e a erosão da duna frontal, pela ação das ondas, é favorecida. Estes eventos estão associados aos fortes ventos de sul, os quais são transversais à costa na porção norte da praia. Neste ponto, a duna frontal dificilmente é escarpada pela ação das ondas mas, mesmo com fortes ventos soprando em direção à costa, o transporte eólico de sedimentos para a duna frontal é limitado, pois a maré astronômica diminui a largura da praia e a fonte de sedimentos para as dunas.

Comparando o potencial eólico calculado de transporte de sedimentos com a real deposição de sedimentos na duna frontal, 3 padrões podem ser detectados: (A) sem relação entre os potenciais de deriva e deposição de sedimentos na duna frontal; (B) variações no volume sedimentar da duna frontal que podem ser relacionadas com os potenciais de deriva; (C) eventos de alta energia de onda, ocorrendo em associação com fortes ventos de sul, chuvas e maré astronômica.

A baixa relação entre o depósito de sedimentos na duna frontal e os potenciais de deriva calculados, durante o ano de levantamentos, pode ser explicada por:

- diferenças no regime de ventos durante esse ano, comparado com o período mais longo de dados, e o fato de que os ventos, nesse ano, não seguiram o padrão comum;

- ventos que sopraram em direção ao mar com maior freqüência;
- os potenciais de deriva (DP's) são apenas valores potenciais e não consideram outros fatores, como tipo e mobilidade da praia, níveis de umidade da praia, precipitação, aporte de sedimentos, marés astronômicas e erosão pelas ondas.

Possivelmente, na praia de Moçambique, o crescimento da duna frontal e os potenciais de deriva dos ventos transversais à costa, calculados para o período dos levantamentos, estão proximamente relacionados e a mobilidade praial tem maior influência onde a praia tem baixa exposição a estes ventos.

Entretanto, considerando a evolução, em longo prazo, da duna frontal da praia de Moçambique, é possível concluir que a duna frontal é melhor desenvolvida no norte da praia, onde os ventos de sul são mais freqüentes e dominantes. O desenvolvimento da duna frontal e aumento do volume de sedimentos do sul para o norte da praia, reflete o padrão dos ventos.

---

## CAPÍTULO 6 – VEGETAÇÃO

---

### 6.1. Introdução

A vegetação da duna frontal é diretamente afetada pelo tipo morfodinâmico de praia/zona de surfe, *spray* salino, baixas condições de nutrientes e soterramento por deposição eólica, entre outros fatores, sendo assim um indicador de processos costeiros de longo prazo (Hesp, 1988; 1989; Maun, 1994).

Neste capítulo, a vegetação da duna frontal será examinada com o objetivo de relacionar as suas variações em percentual de cobertura e em diversidade com a orientação da linha de costa, já que a ausência/presença das espécies pode variar de acordo com gradientes no tipo morfodinâmico de praia/zona de surfe e na exposição aos ventos e à energia das ondas. Apenas a vegetação da duna frontal será analisada, devido a restrições de tempo e ao fato de que a duna frontal é considerada como a unidade mais diretamente afetada pelos processos ocorrentes na praia e na zona de surfe.

Foram realizados dois levantamentos da vegetação, um durante o verão e outro durante o inverno, onde foram amostrados *quadrats* contínuos de 1m<sup>2</sup>, iniciando geralmente na depressão localizada na retaguarda da duna frontal e estendendo-se até o limite da vegetação, na face da duna voltada para o mar. Em cada *quadrat*, foi estimado o percentual de cobertura de cada espécie (ver Capítulo 2 para detalhes da metodologia).

A seguir, serão apresentados os levantamentos da vegetação realizados através da duna frontal, nos perfis 2 a 7 (o perfil 1 foi excluído pois neste a vegetação é ausente). Serão examinadas a presença/ausência das espécies, percentual de cobertura, diversidade e similaridade da vegetação entre os perfis monitorados e suas relações com as condições ambientais.

### 6.2. Cobertura da vegetação

A análise da vegetação dos 6 perfis, na praia de Moçambique, mostra a existência de 25 famílias, 46 espécies e uma gramínea indeterminada (Quadro 6.1). Deste total, 4 espécies não puderam ser identificadas.

A única espécie que ocorreu em todos os perfis foi a *Remirea marítima*. As espécies que ocorreram apenas no perfil 2 foram: *Sanseveria trifasciata*, *Lithrea brasiliensis*, *Cordia curassavica*, *Campomanesia littoralis*, *Epidendrum fulgens*, *Peperomia sp.*, *Diodia saponariifolia*, *Vitex megapotamica*, a gramínea indeterminada e 3 outras espécies não identificadas. As espécies exclusivas do perfil 3 foram: *Gnaphalium purpureu*, *Androtrichum trigynum* e *Cyperus obtusatus*. As espécies que ocorreram apenas no perfil 4 foram: *Mikania cordifolia* e uma espécie não identificada. *Vernonia sp.* e *Weledia sp.* ocorreram apenas no perfil 5. No perfil 6 foram exclusivas: *Achyrocline satureoides*, *Baccharis radicans*, *Scaevola plumieri*, *Chloris retusa* e *Plantago tomentosa*. *Chenopodium sp.* ocorreu apenas no perfil 7 (Quadro 6.1).

Quadro 6.1: Lista florística das espécies observadas nos perfis analisados na praia de Moçambique, Florianópolis, SC.

FAMÍLIA / ESPÉCIE	PERFIL	PERFIL	PERFIL	PERFIL	PERFIL	PERFIL
	2	3	4	5	6	7
<b>Agavaceae</b>						
<i>Sanseveria trifasciata</i> Laurenti	X					
<b>AMARANTHACEAE</b>						
<i>Blutaparon portulacoides</i> (St.-Hil.) Mears		X		X	X	X
<b>ANACARDICEAE</b>						
<i>Lithrea brasiliensis</i>	X					
<b>ASCLEPIADACEAE</b>						
<i>Oxypetalum cf. banksii</i> Schult.	X			X	X	
<b>ASTERACEAE</b>						
<i>Gnaphalium purpureum</i> L.		X				
<b>BORAGINACEAE</b>						
<i>Cordia curassavica</i> (Jacq.) Roem. & Schult	X					
<i>Patagonula americana</i> L.	X			X		
<b>CALYCERACEAE</b>						
<i>Acicarpa spathulata</i> R. Br.	X		X			
<b>CHENOPODACEAE</b>						
<i>Chenopodium sp.</i>						X
<b>COMPOSITAE</b>						
<i>Achyrocline satureoides</i>					X	
<i>Baccharis radicans</i> DC.					X	
<i>Conyza cf. canadensis</i> (L.) Cronq.	X	X				
<i>Mikania cordifolia</i> (L.f.) Wild.			X			
<i>Noticastrum malmei</i> Zardini					X	X
<i>Porophyllum ruderale</i> (Jacq.) Cass.		X			X	X
<i>Senecio crassiflorus</i> (Poir.) DC.	X	X	X	X	X	
<i>Vernonia sp.</i>				X		
<i>Weledia sp.</i>				X		

<b>CONVOLVULACEAE</b>						
<i>Ipomoea pes-caprae</i> (L.) R. Brown	X	X	X		X	X
<i>Ipomoea imperati</i> (Vahl) Griseb.						
<b>CYPERACEAE</b>						
<i>Androtrichum trigynum</i> (Spreng.) H. Pfeiff.		X				
<i>Cyperus obtusatus</i> (J. Presl. & C. Presl.) Mattf. & Kük.		X				
<i>Remirea maritima</i> Aubl.	X	X	X	X	X	X
<b>EUPHORBIACEAE</b>						
<i>Sebastiania corniculata</i> (Vahl.) Müell.-Arg.	X					X
<b>GEODENJACEAE</b>						
<i>Scaevola plumieri</i> (L.) Vahl					X	
<b>GRAMINEAE</b>						
<i>Cenchrus incertus</i> M. A. Curtis	X	X				
<i>Chloris retusa</i> Lagasca					X	
<i>Panicum racemosum</i> (P. Beauv.) Spreng.	X	X	X	X		X
<i>Paspalum vaginatum</i> Sw.	X	X	X			X
<i>Spartina ciliata</i> Kunth	X			X	X	X
<b>LEGUMINOSAE</b>						
<i>Dalbergia ecastaphyllum</i> (L.) Taub.		X	X		X	X
<b>MYRTACEAE</b>						
<i>Campomanesia littoralis</i>	X					
<b>ORCHIDACEAE</b>						
<i>Epidendrum fulgens</i>	X					
<b>PEPERACEAE</b>						
<i>Peperomia</i> sp.	X					
<b>PLANTAGINACEAE</b>						
<i>Plantago tomentosa</i> Lam.					X	
<b>POLYGALACEAE</b>						
<i>Polygala cyparissias</i> St.-Hil. & Moq.	X	X				
<b>RUBIACEAE</b>						
<i>Diodia saponariifolia</i> (Cham. & Schltldl) K. Schum.	X					
<b>SMILACACEAE</b>						
<i>Smilax spinosa</i> Mill.	X			X	X	
<b>SOLANACEAE</b>						
<i>Petunia littoralis</i> L.B. Sm. & Downs			X	X	X	
<b>UMBELLIFERAE</b>						
<i>Hydrocotyle bonariensis</i> Lam	X	X		X	X	X
<b>VERBENACEAE</b>						
<i>Vitex megapotamica</i> (Spreng.) Mold	X					
Sp 4			X			
Sp 21	X					
Sp 24	X					
Sp 25	X					
Gramínea Indeterminada	X					

### 6.2.1. Perfil 2

A região próxima ao perfil 2 está localizada nas adjacências do vilarejo da Barra da Lagoa. Existem algumas trilhas na duna frontal e a perturbação da vegetação pela ação antrópica parece ser considerável, com a introdução de

algumas espécies invasoras que são incomuns nos sistemas naturais de dunas da área.

A Figura 6.1 mostra a distribuição transversal e percentual de cobertura das espécies na duna frontal do perfil 2, durante o primeiro levantamento realizado no verão. Neste perfil, *Ipomoea pes-caprae*, *Paspalum vaginatum* e *Hydrocotyle bonariensis* foram as espécies situadas mais próximas ao mar, durante o verão (Figura 6.1). Durante o inverno, *Hydrocotyle bonariensis* foi substituída por *Senecio crassiflorus*.

As espécies que apresentaram percentual de cobertura maior do que 5%, durante o verão, foram *Cenchrus incertus*, *Patagonula americana*, *Ipomoea pes-caprae*, *Paspalum vaginatum*, *Senecio crassiflorus*, *Smilax spinosa*, *Cordia cf. curassavica*, *Vitex megapotamica* e *Sanseveria trifasciata*. Durante o inverno, foi a vez das espécies *Paspalum vaginatum*, *Remirea maritima*, *Smilax spinosa*, *Cordia cf. curassavica* e *Campomanesia littoralis* (Tabela 6.1).



### 6.2.2. Perfil 3

O perfil 3 está sendo sujeito à erosão de, pelo menos, médio prazo. Afloramentos de turfa são visíveis na base da duna frontal, especialmente durante tempestades. A duna frontal, neste perfil, é distinta das demais, pois muitas de espécies intermediárias estão localizadas próximas à crista da duna frontal devido ao seu freqüente escarpamento pelas ondas.

A Figura 6.2 mostra a distribuição transversal e percentual de cobertura das espécies na duna frontal do perfil 3, durante o primeiro levantamento, no verão. A espécie que ocorreu mais próxima ao mar foi *Blutaparon portulacoides*. Durante o inverno, entretanto, as espécies localizadas mais próximas ao mar foram *Remirea maritima*, *Ipomoea pes-caprae* e *Ipomoea imperati*.

As espécies com percentual de cobertura maior do que 5%, durante o verão, foram *Gnaphalium purpureum*, *Blutaparon portulacoides*, *Ipomoea pes-caprae* e *Remirea maritima*. Durante o inverno, estas espécies foram *Gnaphalium purpureum*, *Dalbergia ecastaphyllum*, *Ipomoea pes-caprae*, *Remirea maritima* e *Cíperus Obtusáceos* (Tabela 6.1).



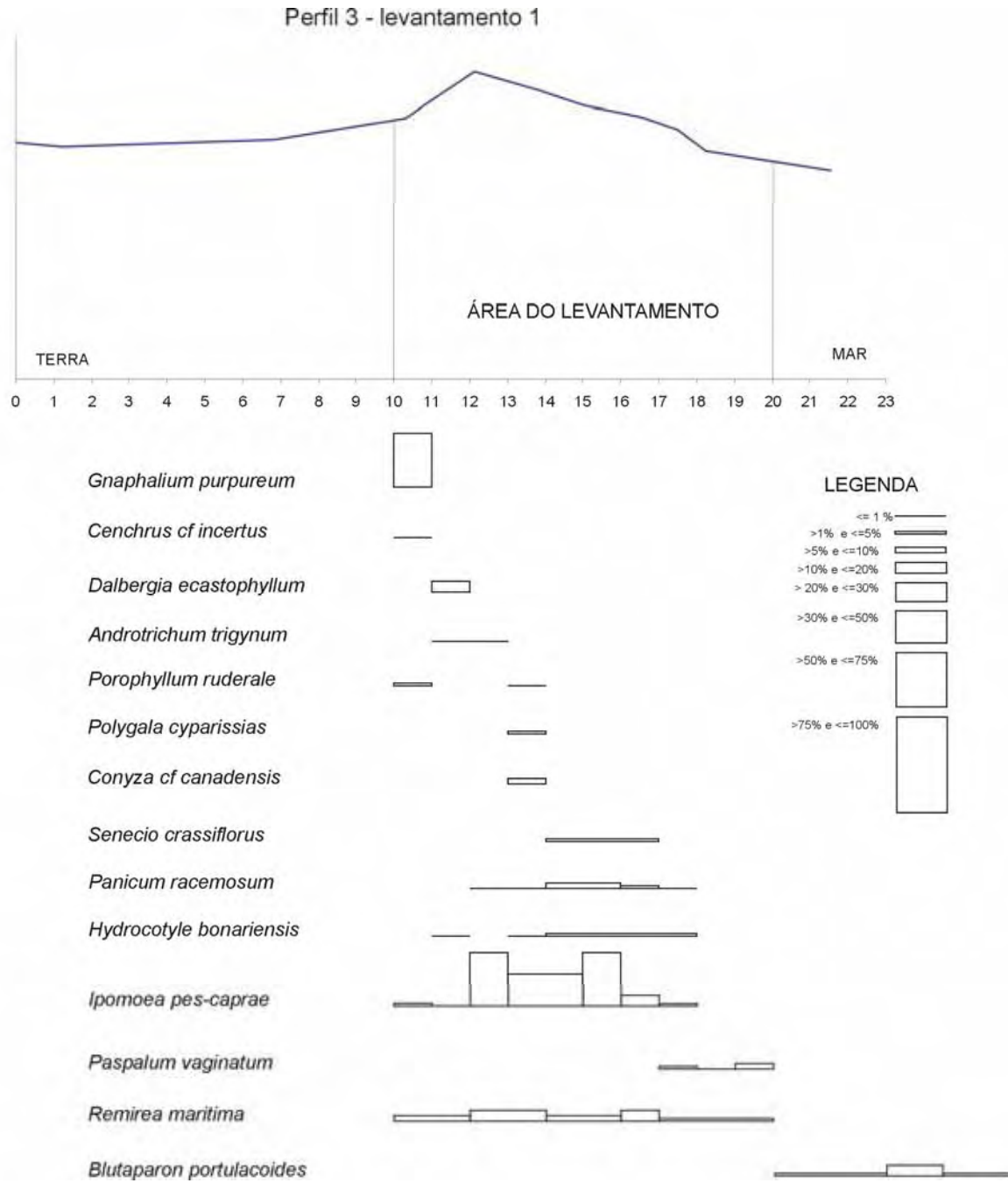


Figura 6.2: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 3, durante o verão.

### 6.2.3. Perfil 4

A partir deste perfil, em direção ao norte, existe um gradiente de exposição da costa aos ventos e ondas e, desta forma, um aumento gradual na acumulação de sedimentos e de níveis de *spray* salino, influenciando a vegetação da duna frontal.

A Figura 6.3 mostra a distribuição transversal e percentual de cobertura das espécies na duna frontal do perfil 4, durante o primeiro levantamento, no verão. *Senecio crassiflorus* e *Panicum racemosum* foram as espécies mais próximas ao mar. Durante o inverno, *Remirea maritima* substituiu *Senecio crassiflorus*.

Neste perfil, as espécies com percentual de cobertura maior do que 5% foram: *Dalbergia ecastaphyllum*, *Panicum racemosum*, *Paspalum vaginatum*, *Remirea maritima* e *Senecio crassiflorus*. Durante o inverno, estas espécies foram *Panicum racemosum*, *Petunia littoralis*, *Remirea maritima* e *Mikania cordifolia* (Tabela 6.1).

## Perfil 4 - levantamento 1

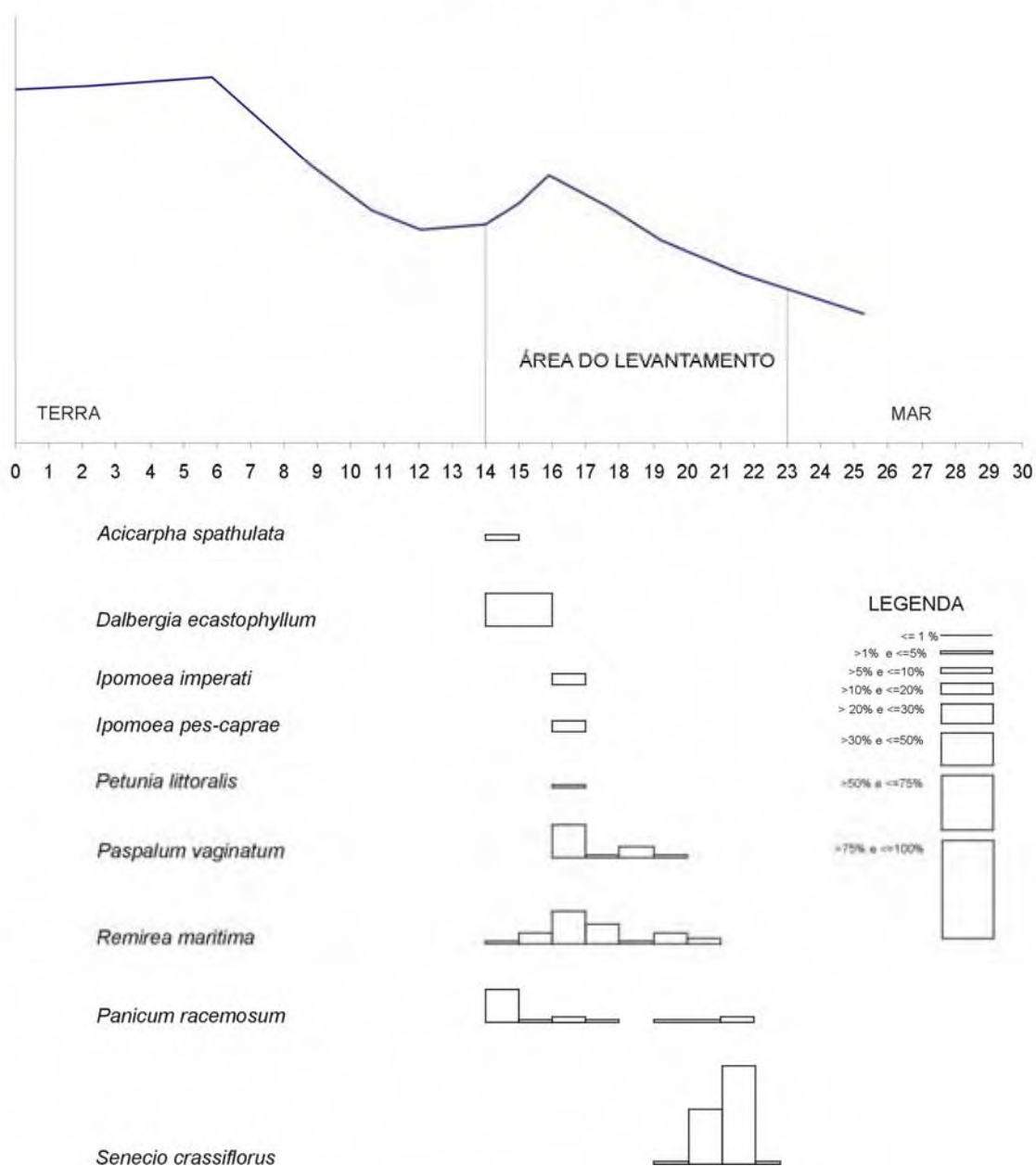


Figura 6.3: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 4, durante o verão.

## 6.2.4. Perfil 5

A Figura 6.4 mostra a distribuição transversal e percentual de cobertura das espécies na duna frontal do perfil 5, durante o primeiro levantamento, no verão. Neste perfil, não há uma nítida depressão na retaguarda da duna frontal pois, como foi observado anteriormente, esta foi desenvolvida na face voltada para o mar de uma antiga plataforma de lençóis de areia e dunas parabólicas ativos, que agora estão estabilizados. *Senecio crassiflorus* e *Panicum racemosum*

foram as espécies localizadas mais próximas ao mar. Esta tendência se repetiu durante o inverno, com a inclusão de *Hydrocotyle bonariensis*.

As espécies com percentual de cobertura maior do que 5% neste perfil, durante o verão, foram: *Blutaparon portulacoides*, *Patagonula americana*, *Panicum racemosum*, *Senecio crassiflorus* e *Spartina ciliata*. Durante o inverno, *Blutaparon portulacoides* foi substituída por *Weledia sp.* e *Vernonia sp.* (Tabela 6.1).

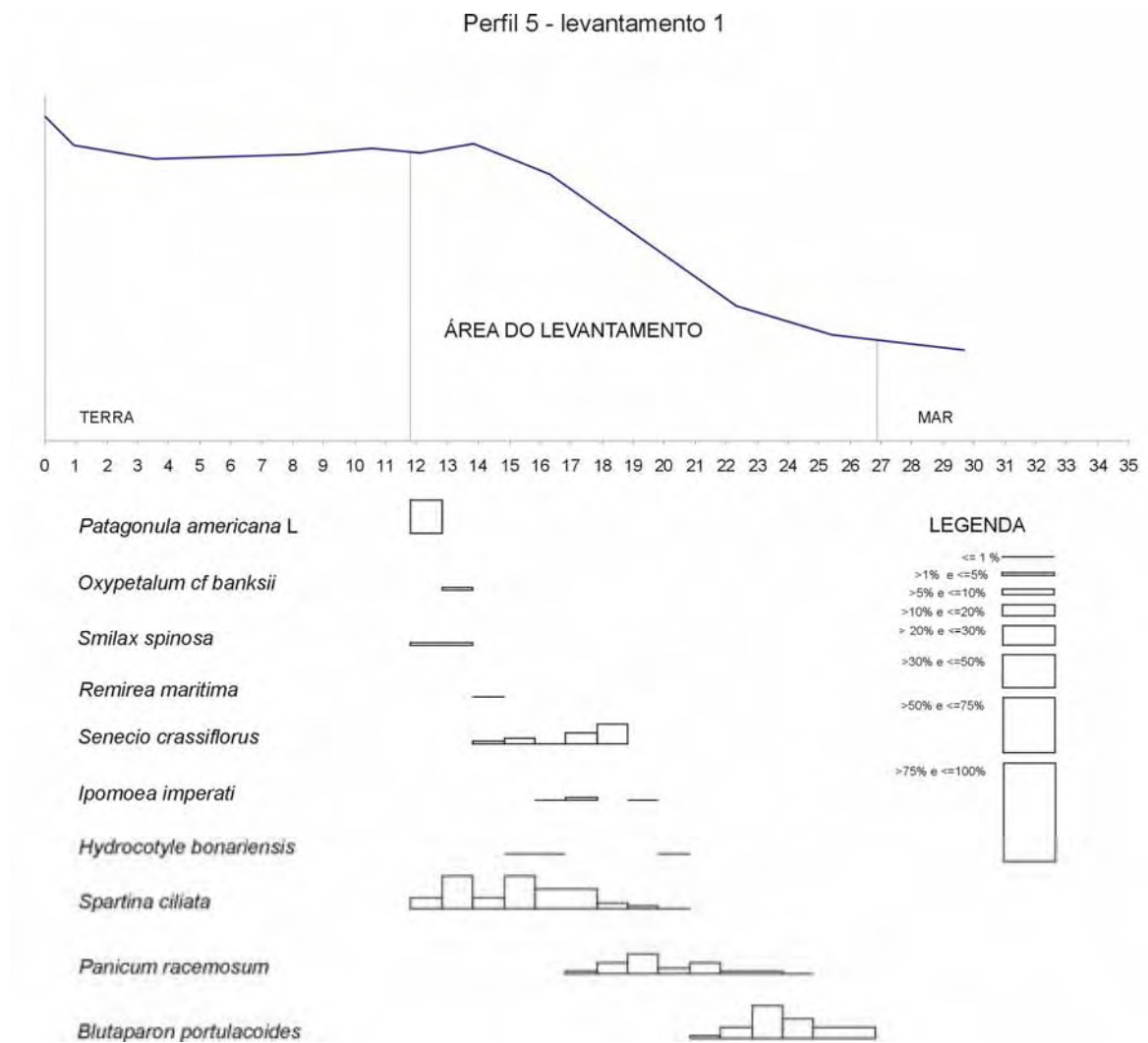


Figura 6.4: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 5, durante o verão.

### 6.2.5. Perfil 6

A Figura 6.5 mostra a distribuição transversal e percentual de cobertura das espécies na duna frontal do perfil 6, durante o primeiro levantamento, no verão. *Spartina ciliata* e *Blutaparon portulacoides* foram as espécies mais próximas ao mar. Durante o inverno, *Spartina ciliata* colonizou esta área, em associação com *Scaevola plumieri*.

As espécies com percentual de cobertura maior do que 5% neste perfil, durante o verão, foram *Scaevola plumieri*, *Senecio crassiflorus* e *Spartina ciliata*. Durante o inverno, *Noticastrum malmei* e *Achyrocline saturoides* foram incluídas nesta área, substituindo *Senecio crassiflorus* (Tabela 6.1).

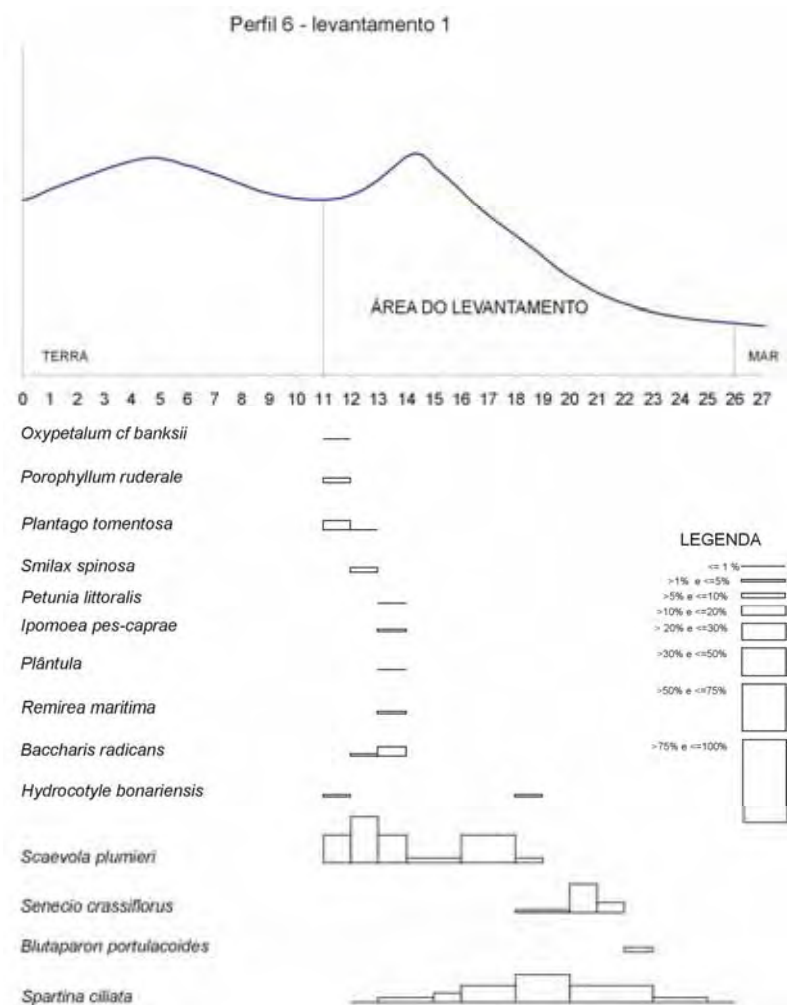


Figura 6.5: Distribuição e percentual de cobertura das espécies no perfil 6, durante o verão.



Tabela 6.1: Percentual de cobertura das espécies presentes nos perfis, durante os dois levantamentos.

<i>Espécie/Perfil</i>	Levantamento 1 - Verão						Levantamento 2 - Inverno					
	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7
<i>Achyrocline satureoides</i>											12,28	
<i>Acicarpa spathulata</i>	2,21		1,83				3,94					
<i>Androtrichum trigynum</i>		0,30										
<i>Gnaphalium purpureum</i>		14,02						32,47				
<i>Baccharis radicans</i>					3,69						0,55	
<i>Blutaparon portulacoides</i>		5,41		21,21	0,89							0,70
<i>Campomanesia littoralis</i>							25,87					
<i>Cenchrus incertus</i>	6,64	0,20					1,12	1,08				
<i>Chloris retusa</i>											2,74	
<i>Chenopodium sp.</i>												0,70
<i>Cyperus Obtusáceos</i>								5,84				
<i>Conyza cf. canadensis</i>	0,46	1,20						4,50				
<i>Cordia cf. curassavica</i>	5,53							14,62				
<i>Dalbergia ecastaphyllum</i>		3,00	16,51			9,73		6,49	2,31		1,10	5,10
<i>Diodia saponariifolia</i>	1,57											
<i>Epidendrum fulgens</i>							1,69					
<i>Gramínea Indeterminada</i>							2,59					
<i>Hydrocotyle bonariensis</i>	1,38	2,30		0,43	0,74	0,71	0,79			1,98	1,75	0,93
<i>Ipomoea pes-caprae</i>	20,28	47,06	3,67		0,74	23,36	3,49	17,32				7,19
<i>Ipomoea imperati</i>	0,09		3,67	0,98		16,87		4,55		0,74	1,64	10,67
<i>Lithrea brasiliensis</i>	0,92											
<i>Mikania cordifolia</i>									37,04			
<i>Noticastrum malmei</i>											5,48	1,16
<i>Oxypetalum cf. banksii</i>	0,18			0,39	0,15					1,24	0,55	
<i>Panicum racemosum</i>	1,11	3,28	12,66	14,14				0,22	18,52	11,14		0,93
<i>Paspalum vaginatum</i>	9,68	2,60	10,83					9,11	0,46			1,39
<i>Patagonula americana</i>	9,22			9,82								
<i>Petunia littoralis</i>			0,73		0,15				7,87	1,24	0,11	
<i>Plantago tomentosa</i>					3,10							
<i>Peperomia sp.</i>							2,81					
<i>Polygala cyparissias</i>		0,60						0,56				
<i>Porophyllum ruderale</i>		1,20			1,48	1,30		0,43				
<i>Remirea maritima</i>	0,92	17,02	21,47	0,20	0,30	0,65	5,29	31,39	32,41	1,49		2,55
<i>Scaevola plumieri</i>					36,92							40,57
<i>Sanseveria trifasciata</i>	5,07							1,12				
<i>Sebastiania corniculata</i>	0,46					0,97	3,49					
<i>Senecio crassiflorus</i>	11,52	1,80	28,62	11,00	11,08		1,24	0,22		7,18		
<i>Smilax spinosa</i>	5,81			1,37	1,48		17,77			3,22		
<i>Spartina ciliata</i>	0,92			40,46	39,28	46,40				37,13	33,22	68,68
<i>Vitex megapotamica</i>	9,95											
Sp. 21	0,92											
Sp. 24	4,61											
Sp. 25	0,55											
Sp. 4									1,39			
<i>Vernonia sp.</i>										7,43		
<i>Weledia sp.</i>											27,23	

As espécies dominantes durante o verão, na praia de Moçambique, foram: *Spartina ciliata*, com 21% de cobertura, *Ipomoea pes-caprae*, com 15,8% e *Senecio crassiflorus*, com 10,6% de cobertura. Durante o inverno, as espécies dominantes foram *Spartina ciliata*, com 23% de cobertura e *Remiria marítima*, com 12% (Tabela 6.1).

A Figura 6.7 resume os dados mostrados na Tabela 6.1 e apresenta a abundância relativa e as espécies dominantes de cada perfil, durante o verão.

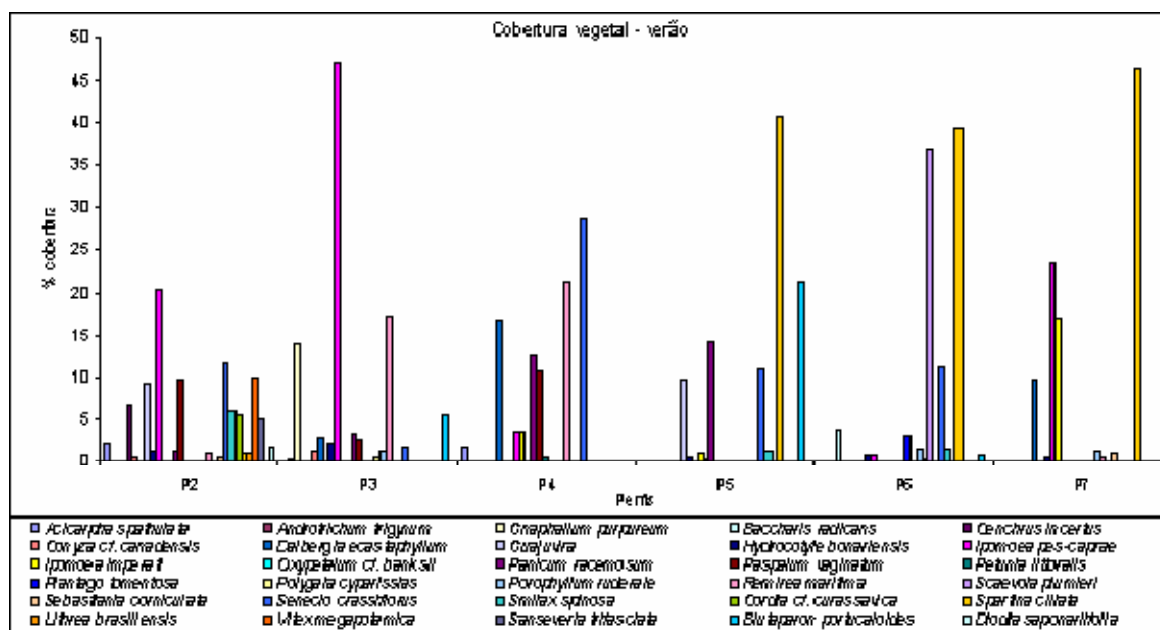


Figura 6.7: Percentual de cobertura das espécies ocorrentes em cada perfil, durante o verão.

As espécies pioneiras tiveram o maior percentual de cobertura nos perfis (Figuras 6.1 a 6.6). No perfil 2, as espécies com o maior percentual de cobertura foram: *Ipomoea pes-caprae* (20,28%), *Senecio crassiflorus* (11,52%) e *Vitex megapotamica*, uma não pioneira, (9,95%). No perfil 3, a espécie dominante foi *Ipomoea pes-caprae* (47,06%). No perfil 4, a espécie dominante foi a pioneira *Senecio crassiflorus* (28,62%) seguida por *Remiria marítima* (21,47%). A espécie dominante no perfil 5 foi *Spartina ciliata* (40,46%) seguida por *Blutaparon portulacoides* (21,21%). No perfil 6, as espécies dominantes foram *Spartina ciliata* (39,29%) e *Scaevola plumieri* (36,93%). No perfil 7, *Spartina ciliata* foi a espécie dominante, com 46,4% de cobertura (Figura 6.7 e Tabela 6. 2).

Durante o segundo levantamento, no inverno, algumas mudanças ocorreram em relação às espécies dominantes de cada perfil (Figura 6.8), com



exceção do perfil 5. Durante o inverno, as espécies pioneiras não mostraram os maiores percentuais de cobertura nos perfis localizados ao sul e no centro da praia (2, 3 e 4). No perfil 2, *Campomanesia littoralis* foi dominante (25,87%). No perfil 3, *Gnaphalium purpureum* foi a espécie mais freqüente (32,46%). *Mikania cordifolia* foi a mais freqüente no perfil 4 (37,04%). *Spartina ciliata* permaneceu a mais freqüente no perfil 5 (37,13%). *Scaevola plumieri* foi a espécie mais freqüente no perfil 6 (40,57%) e no perfil 7, *Spartina ciliata* foi novamente a espécie mais freqüente (68,68%).

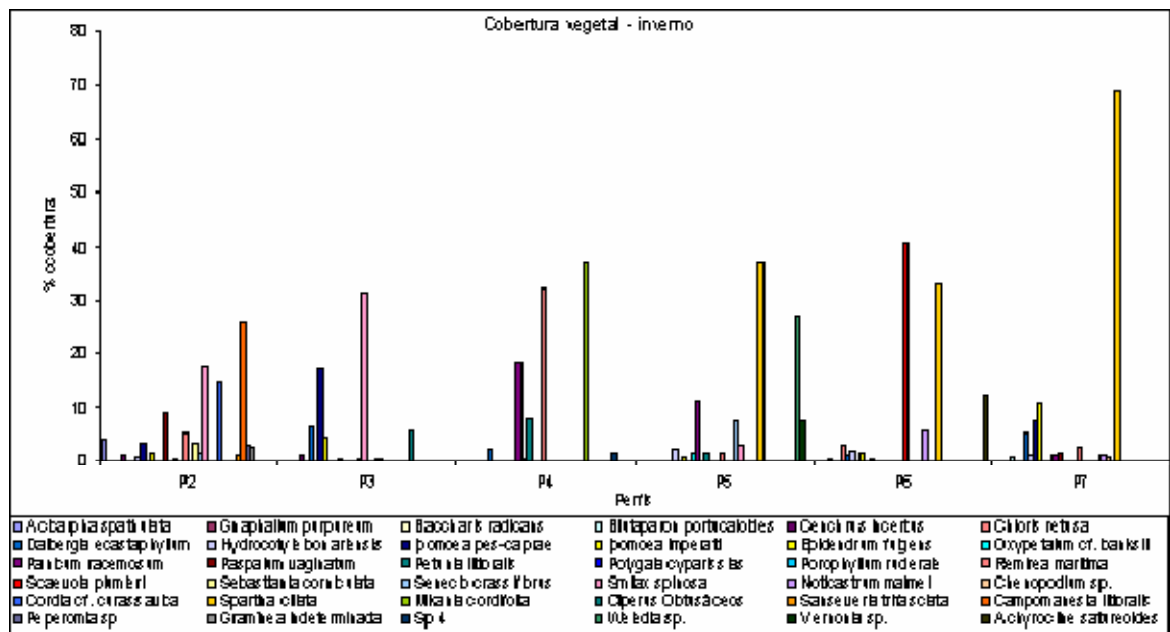


Figura 6.8: Percentual de cobertura das espécies ocorrentes em cada perfil, durante o inverno.

A partir das figuras 7 e 8, é possível reconhecer que as espécies pioneiras e suas dominâncias variam entre a parte sul a e norte do embaiamento. No sul (perfis 2 e 3), a espécie dominante é *Ipomoea pes-caprae*. No perfil 4, a espécie pioneira dominante é *Senecio crassiflorus* e, a partir deste ponto, em direção ao norte, *Spartina ciliata* é a espécie pioneira dominante. *Scaevola plumieri* é também uma importante espécie pioneira, principalmente no perfil 6.

Durante o inverno, as espécies pioneiras não são as dominantes, com exceção de *Spartina ciliata* e *Scaevola plumieri*, as quais cobrem amplas áreas dos perfis localizados nas porções central-norte e norte da praia. Estas espécies são exclusivas destas áreas, iniciando sua ocorrência ao norte do perfil 5. *Ipomoea pes-caprae*, entretanto, foi a espécie dominante na parte sul da praia,

durante o verão, também presente no perfil 7 (Figura 6.7). *Spartina cilliata* não foi observada na praia do Santinho por Peixoto (2005).

Castellani (2003), analisando as populações de *Ipomoea pes-caprae* em Florianópolis, observou que esta espécie ocorre mais freqüentemente em praias de alta energia, adjacentes a campos de dunas, amplas e compostas por areias finas, o que indica necessidade de maior espaço para desenvolvimento desta espécie. A autora encontrou a mancha mais extensa, porém menos densa, de *Ipomoea pes-caprae* na praia da Joaquina. Na praia de Moçambique, a extensão medida da cobertura de *Ipomoea pes-caprae* foi de 12 m no perfil 2, durante o verão. Este resultado foi também obtido por Castellani (2003).

*Ipomoea pes-caprae* é uma importante “construtora de dunas”, presente em sedimentos mais estáveis, no topo da duna frontal (Ripley & Pammenter, 2004) e em praias estáveis, por vezes reflectivas (Moreno-Cassola, 1986), mas também cresce em áreas perturbadas por ações naturais ou antrópicas (Wilson 1977; Devall 1987). Esta espécie tolera acréscimo de areia, mas seu crescimento é limitado em eventos erosivos e em climas frios. Castellani (2003) observou que a extensão lateral (transversal à costa) das manchas estava relacionada com a largura da praia. Os resultados deste estudo concordam com esta observação, já que as manchas de maior extensão foram medidas nos perfis 2 e 6, onde a praia apresenta as maiores larguras do embaixamento. *Ipomoea pes-caprae*, a espécie dominante dos perfis localizados ao sul da praia de Moçambique, é capaz de crescer rapidamente no pós-praia sob fases de acumulação de sedimentos e seu desenvolvimento pode levar à formação de pequenas dunas incipientes e, em alguns casos, estabilizar dunas frontais (Hesp, 2004)

O perfil 2 está localizado próximo a áreas urbanizadas e a vegetação sofre com a interferência humana, como o pisoteio e criação de acessos para a praia. Este fator pode limitar o crescimento de algumas plantas e favorecer as espécies invasoras, mas *Ipomoea pes-caprae* parece ser resistente. Entretanto, durante o inverno, esta espécie diminui o seu crescimento devido à erosão pelas ondas e temperaturas baixas. Apesar de Castellani (2003) afirmar que esta espécie é típica de ambientes de alta energia, ela foi observada, como dominante, no extremo menos energético da praia de Moçambique.

*Blutaparon portulacoides* é bastante influenciada pela erosão marinha (Bernardi *et al.*, 1987; Bernardi & Seeliger, 1989) e, talvez, esta seja a razão de seu desaparecimento do perfil 5, durante o inverno.

A presença/ausência e dominância das espécies variam ao longo da costa, assim como o percentual de cobertura da vegetação através da duna frontal. A Figura 6.9 mostra a soma das porcentagens de cobertura de cada espécie dividida pelo comprimento de cada perfil (%/m). O percentual de cobertura usado neste gráfico é aquele estimado no campo, em cada metro quadrado analisado, e a média entre ambos os levantamentos. O comprimento dos perfis, onde a vegetação foi analisada, varia de acordo com a localização na praia (Tabela 6.2).

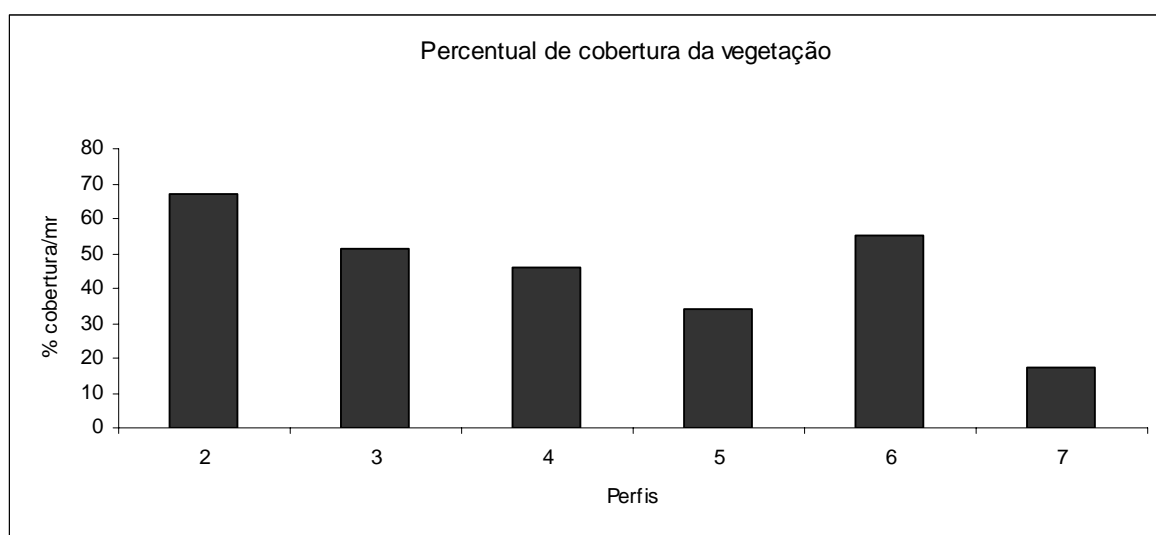


Figura 6.9: Porcentagem média de cobertura da vegetação por metro quadrado. Note que existe uma tendência geral de diminuição da cobertura vegetal de sul para norte, com exceção do perfil 6, onde uma nova espécie (*Scaevola plumieri*) é introduzida.

Existe uma diminuição da cobertura vegetal (por metro), de sul para norte, com exceção no perfil 6, o qual mostra uma alta densidade vegetal (55%/m). No perfil 7, a cobertura vegetal decresce, sendo a mais baixa da praia (17%/m) (Tabela 6.2).

Tabela 6.2: Cobertura vegetal por metro para cada perfil, comprimento dos perfis onde a vegetação foi analisada e a média, entre os levantamentos, da cobertura vegetal por metro de área.

Perfil	Levantamento 1		Levantamento 2		Média da cobertura vegetal (%/m) entre os levantamentos
	Comprimento (m)	%/m	Comprimento (m)	%/m	
2	18	60,28	12	74,08	67,18
3	11	45,40	8	57,75	51,58
4	9	60,56	7	30,86	45,71
5	15	33,95	12	33,67	33,81
6	15	45,13	14	65,14	55,14
7	18	17,12	25	17,24	17,18

A diminuição da cobertura vegetal de sul para norte provavelmente reflete a exposição da praia à energia das ondas e dos ventos. Na zona de baixa energia, (perfil 2), a energia de onda é mínima e a praia é protegida dos ventos de sul. Devido a estas condições mais calmas e baixos níveis de *spray* salino e de deposição eólica de sedimentos, a cobertura vegetal é máxima. Em direção ao norte, a exposição às ondas e aos fortes ventos de sul aumenta, diminuindo cobertura vegetal. O perfil 6 representa uma quebra desta tendência (Figura 6.9), devido à alta dominância de *Scaevola plumieri* e *Spartina ciliata*, ambas as espécies conhecidas como típicas “construtoras de dunas”. Estas espécies toleram altos níveis de deposição eólica de sedimentos e *spray* salino, fatores que são significativos na porção norte da praia. De acordo com Ripley & Pammenter (2004), *Scaevola plumieri* cresce a partir dos sedimentos trapeados pela expansão das partes da planta que estão sobre o solo e auxiliadas pelo soterramento que aumenta as taxas fotossintéticas. Estes autores ainda observaram que esta espécie se torna fragilizada em dunas estáveis. Maun (1985) afirma que *Spartina ciliata* reduz seus níveis de reprodução em condições estáveis.

#### 6.2.8. Variações sazonais

É possível observar que houve algumas mudanças entre o verão e o inverno, em relação à presença/ausência das espécies e aos seus percentuais de cobertura na duna frontal, ao longo da praia. Durante o inverno, houve um pequeno aumento da cobertura vegetal e do número de espécies. A cobertura média da vegetação (entre todos os perfis), durante o verão, foi de 43,7%/m e

durante o inverno, esta foi de 46,4%/m. Estas diferenças possivelmente estão dentro da margem de erro das observações. O número de espécies aumentou de 33 para 37 (Tabelas 6.2 e 6.3).

As seguintes espécies ocorreram somente durante o verão: *Androtrichum trigynum*, *Patagonula americana*, *Plantago tomentosa*, *Lithrea brasiliensis*, *Vitex megapotamica* e *Diodia saponariifolia*. As seguintes espécies ocorreram somente durante o inverno: *Chloris retusa*, *Epidendrum fulgens*, *Noticastrum malmei*, *Chenopodium sp.*, *Mikania cordifolia*, *Cíperus Obtusáceos*, *Campomanesia littoralis*, *Peperomia sp.*, *Weledia sp.* e *Vernonia sp.*

Entre estas duas estações, as espécies que tiveram um aumento mais significativo, em sua cobertura, foram: *Gnaphalium purpureum* (18,45%), *Spartina ciliata* (14,57%), *Remirea maritima* (7,86%), e *Smilax spinosa* (7,6%). As espécies que diminuíram mais sensivelmente foram: *Blutaparon portulacoides* (-8,47%) *Dalbergia ecastaphyllum* (-6%) e *Ipomoea pes-caprae* (-9,68%) (Tabela 6.1). *Ipomoea pes-caprae* foi a espécie dominante nos perfis 2 e 3 durante o verão, mas, durante o inverno, esta foi substituída por *Campomanesia littoralis*, no perfil 2 e *Gnaphalium purpureum* no perfil 3. No perfil 4, *Senecio crassiflorus* foi a espécie dominante no verão, mas desapareceu durante o inverno e então *Mikania cordifolia* tornou-se a espécie dominante neste perfil, seguida por *Remirea maritima*. *Spartina ciliata* permaneceu como a espécie dominante nos perfis 5 e 7, mas foi a segunda maior freqüente no perfil 6, pois *Scaevola plumieri* tornou-se a espécie dominante durante o inverno, comportamento inverso ao de verão.

Peixoto (2005) observou um aumento de 15,5% em *Paspalum vaginatum* durante o verão, na praia do Santinho, a próxima em direção ao norte de Moçambique. A autora também notou um aumento de *Dalbergia ecastaphyllum* durante esta estação. Na praia de Moçambique, o percentual de cobertura destas espécies também foi maior durante o verão. Ainda na praia do Santinho, Peixoto (2005) observou uma importante diminuição de *Panicum racemosum*, *Remirea maritima*, *Ipomoea pes-caprae* e *Ipomoea imperati*, durante o inverno. Porém, na praia de Moçambique, *Remirea maritima* aumentou sua cobertura durante este período e *Panicum racemosum* permaneceu estável. *Ipomoea imperati* teve uma ligeira diminuição em sua cobertura e *Ipomoea pes-caprae* teve um importante decréscimo, assim como o observado na praia do Santinho.

Cordazzo & Seeliger (1988) mediram as variações sazonais em dunas costeiras fixas e semifixas do Rio Grande do Sul e atribuíram estas diferenças às condições do lençol freático que favoreceram a presença de espécies anuais.

Castellani *et al.* (1999) observou maiores níveis de germinação, durante o outono e o inverno, na praia da Joaquina, localizada a cerca de 5 km ao sul de Moçambique. Os autores afirmam que o período de outono/inverno é mais favorável à germinação das sementes do que o verão, devido à diminuição da temperatura e da transpiração, considerados fatores estressantes (Ernst, 1985).

O crescimento das plantas está mais comumente relacionado com a precipitação e temperatura, podendo explicar o porquê das taxas de crescimento serem maiores nos trópicos que em regiões temperadas e entre verão e inverno (Hesp, 2004). Maun (1994) afirma que o recrutamento das sementes das espécies vegetais de dunas coincide com os períodos de alta umidade, especialmente durante estações de chuva, quando a salinidade do solo diminui. Na área de estudo, a maior taxa de precipitação ocorreu durante o inverno, em agosto (ver Figura 5.19) e as menores taxas ocorreram durante o verão, em fevereiro. A maior disponibilidade de umidade poderia ser a responsável pelo aumento da cobertura e da diversidade vegetal durante o inverno.

### **6.3. Diversidade dos perfis**

A diversidade é definida por McCune & Grace (2002) como a riqueza em espécies de uma dada área, sendo medida apropriadamente como o número de espécies em uma amostra de tamanho padronizado. O autor também afirma que, embora a riqueza de espécies seja uma medida intuitiva de diversidade, a abundância relativa, como um componente de diversidade, pode também ser intuitiva. A diversidade dos perfis da praia de Moçambique foi calculada, utilizando-se o Índice de Shannon ( $H'$ ), o qual considera o número de espécies (riqueza) e a abundância relativa, isto é, o percentual de cobertura de cada espécie em relação ao percentual de cobertura de todas as espécies. Este índice também considera a presença de espécies raras de uma maneira moderada, se comparado com outros índices de diversidade (McCune & Grace, 2002).

A Figura 6.10 mostra o índice de diversidade de Shannon ( $H'$ ), medido para os perfis monitorados na praia de Moçambique, durante o verão (levantamento 1).

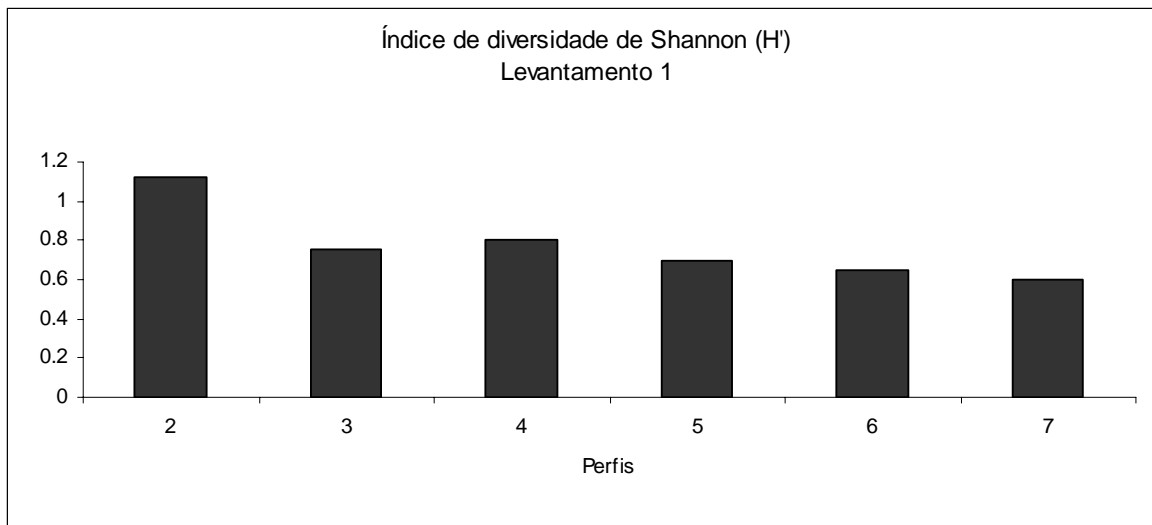


Figura 6.10: Índice de diversidade de Shannon (H') calculados para os perfis, durante o verão (levantamento 1).

Durante o inverno, houve uma tendência de diminuição da diversidade do sul para o norte da praia, atingindo o valor mínimo no perfil 7 (Tabela 6.3). O perfil 2 mostrou o maior valor de diversidade, o que pode ser interpretado como um comportamento atípico, já que nesta localidade há invasão de espécies como *Cordia cf. curassavica*, provavelmente devido a ações antrópicas. O perfil 4 é ligeiramente mais diverso que o perfil 3 mas, novamente, este ponto pode ter sofrido perturbação antrópica, já que é um local de encontro de banhistas.

A Figura 6.11 mostra o índice de diversidade de Shannon (H'), medido para os perfis monitorados na praia de Moçambique, durante o inverno (levantamento 2).

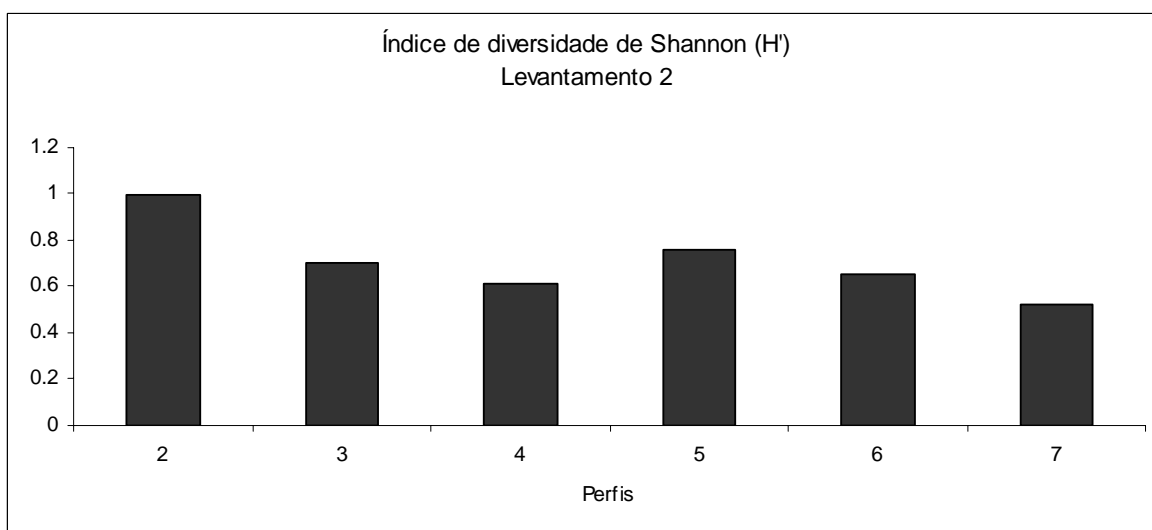


Figura 6.11: Índice de diversidade de Shannon (H') calculado para os perfis, durante o inverno (levantamento 2).

Durante o inverno, dois padrões são os mais visíveis: um para o sul da praia e outro para o norte. A dominância das espécies varia ao longo da costa (ver Figuras 6.7 e 6.8) e esta variação pode explicar a tendência observada na Figura 6.11.

A Tabela 6.3 mostra os valores dos índices de diversidade para cada perfil, durante o verão e o inverno.

Tabela 6.3: Valores dos índices de diversidade ( $H'$ ) para cada perfil, durante o verão e o inverno.

Perfis	Verão Shannon ( $H'$ )	Inverno Shannon ( $H'$ )
2	1,12	1,00
3	0,75	0,70
4	0,80	0,62
5	0,70	0,76
6	0,64	0,65
7	0,60	0,52

Durante o inverno, a diversidade da vegetação diminuiu, com exceção do perfil 5 (Tabela 6.3).

Peixoto (2005) mediu um  $H'$  de 0,73 na porção sul da praia do Santinho e atribuiu este resultado ao baixo número de espécies e à dominância de *Dalbergia ecastaphyllum*. Na praia de Moçambique, o baixo valor de diversidade do perfil 7 pode ser explicado pela dominância de *Spartina cilliata* e diminuição do número de espécies e pelo fato do perfil 7 ser um local úmido, baixo, protegido do vento e de deposição eólica limitada (ver Capítulo 3). A alta diversidade do perfil 4 é creditada à ausência de forte dominância por uma espécie, mais do que ao número de espécies. Isto pode ser verificado pela comparação com os demais perfis, onde *Ipomoea pes-caprae* domina fortemente os perfis 2 e 3 e *Spartina cilliata* domina os perfis 5 a 7, em conjunto com *Scaevola plumieri*, durante o verão (Figuras 6.7 e 6.8). No perfil 5, durante o verão, esta alta diversidade é devida à diminuição da dominância relativa por *Spartina cilliata* e ao maior número de espécies (Figura 6.8). Em comparação com a praia do Santinho, Peixoto (2005) também obteve valores maiores de diversidade na porção central da praia ( $H'$  de 0,95), atribuindo este valor ao maior número de espécies. A alta diversidade do perfil 2, durante o verão e o inverno, é devida ao alto número de espécies, muitas das quais são invasoras e não características das condições típicas da praia.



O número de espécies e do percentual de cobertura, os quais afetam os resultados dos cálculos dos índices de diversidade, podem ser afetados por alguns fatores ambientais, tais como: nutrientes, umidade, temperatura, taxa de soterramento e ataque pelas ondas, levando à erosão da duna frontal (Maun, 1994). Hesp (1998a) atribui as mudanças longitudinais da vegetação da duna frontal de um embaçamento no sudeste da Austrália ao aporte de sedimentos e *spray* salino. Este autor afirma que a diversidade da vegetação diminui com um maior aporte de sedimentos para a duna frontal pois apenas certas espécies desenvolveram algumas adaptações ao alto soterramento. O *spray* salino está relacionado com a velocidade do vento, energia das ondas, número de quebras de ondas, largura e tipo morfodinâmico da zona de surfe. (Hesp, 1988a; 1989; 1999). Os nutrientes básicos estão na água do mar, mas apenas algumas plantas possuem adaptações para tolerar o sal (Hesp, 1991). Pelo fato do potencial de transporte de sedimentos para a duna frontal, o número de quebra de ondas e *spray* salino serem maiores em praias dissipativas, pode ser esperada uma zonação de espécies mais ampla e menor diversidade na duna frontal de praias dissipativas e maior diversidade de espécies e zonação mais estreita em praias reflectivas, as quais só possuem uma quebra de onda e menores níveis de *spray* salino (Hesp, 1988a).

Os resultados observados na praia de Moçambique suportam esta teoria. Com exceção do perfil 2, os maiores valores de diversidade ocorreram no centro da praia, diminuindo em direção a ambos os extremos (Figuras 6.10 e 6.11). A menor diversidade ocorreu no extremo norte, onde o tipo de zona de surfe é intermediário/dissipativo e de alta energia, com maior número de quebra de ondas, potencial de aporte sedimentar e *spray* salino. No centro da praia, o tipo de zona de surfe é intermediário, com menor número de quebra de ondas e *spray* salino, favorecendo o aumento da diversidade da vegetação.

No perfil 2 e parcialmente no perfil 5, os maiores valores de diversidade são atribuídos à influência antrópica. Entretanto, a baixa energia das ondas, no extremo norte da praia, também favorece o estabelecimento das plantas, devido ao menor nível de *spray* salino e aporte sedimentar para a duna frontal. Se esta porção da praia não fosse perturbada pela ação humana, com introdução de espécies invasoras, poderia ser, da mesma forma, esperado um alto índice de

diversidade. Entretanto, é difícil supor se é o nível de perturbação humana ou se são somente as condições ambientais que estão determinando a alta diversidade do perfil 2.

#### 6.4. Similaridade entre os perfis

O Índice de Similaridade de Sorensen compara a presença/ausência das espécies em duas áreas e fornece um valor de similaridade entre estes locais (McCune & Grace, 2002). O objetivo pelo qual foi realizada esta análise foi para definir perfis de maior similaridade e a possível relação com as características da praia. Um valor igual a 1 do índice de similaridade indica que os dois objetos que estão sendo comparados são idênticos. (McCune & Grace, 2002).

As variações dos índices de similaridade dos perfis entre inverno e verão são mostradas na Figura 6.12 e na Tabela 6.4. O perfil 5 mostra a maior similaridade entre os levantamentos (0,76), enquanto que o perfil 6 tem a menor similaridade (0,52).

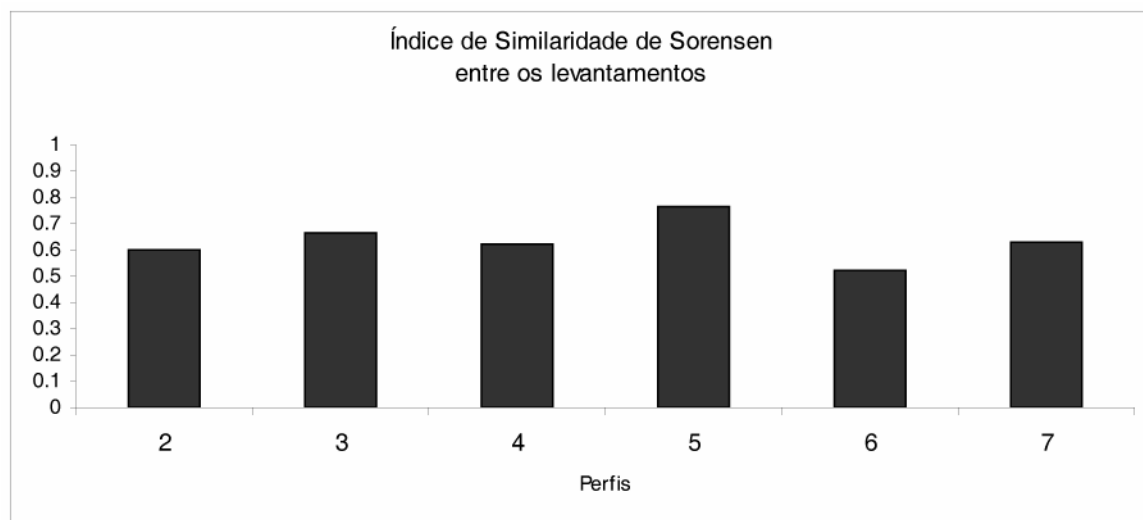


Figura 6.12: Índice de Similaridade de Sorensen dos perfis, entre o verão e o inverno.

Tabela 6.4: Valores dos Índices de Similaridade de Sorensen dos perfis, entre os levantamentos.

Perfis	Índice de Similaridade de Sorensen entre os levantamentos
2	0,60
3	0,67
4	0,63
5	0,76
6	0,52
7	0,63

A Tabela 6.5 fornece uma matriz que compara os perfis uns com os outros. Por exemplo, na primeira linha o perfil 2 (na primeira coluna à esquerda) é comparado com os outros perfis (demais colunas).

Quando analisada a similaridade entre os perfis, durante o verão (Tabela 6.5) e o inverno (Tabela 6.6), é possível observar que a maior delas é entre os perfis 5 e 6 (0,53) e a menor é entre os perfis 2 e 6 (0,23).

Tabela 6.5: Matriz dos Índices de Similaridade de Sorensen entre os perfis, durante o verão.

Perfis	Verão					
	2	3	4	5	6	7
2	1	0,43	0,44	0,56	0,39	0,39
3	0,43	1	0,52	0,42	0,44	0,45
4	0,44	0,52	1	0,42	0,36	0,47
5	0,56	0,42	0,42	1	0,61	0,44
6	0,39	0,44	0,36	0,61	1	0,48
7	0,39	0,45	0,47	0,44	0,48	1

Tabela 6.6: Matriz dos Índices de Similaridade de Sorensen entre os perfis, durante o inverno.

Perfis	Inverno					
	2	3	4	5	6	7
2	1	0,30	0,17	0,29	0,07	0,29
3	0,30	1	0,35	0,38	0,19	0,48
4	0,17	0,35	1	0,33	0,22	0,44
5	0,29	0,38	0,33	1	0,45	0,45
6	0,07	0,19	0,22	0,45	1	0,45
7	0,29	0,48	0,44	0,45	0,45	1

Os resultados da análise de similaridade sugerem que os perfis 5 e 6 são os mais similares entre si, durante o verão e o inverno. Entretanto, esta análise não considera o percentual de cobertura das espécies, somente a presença e a ausência. Por exemplo, *Scaevola plumieri* é dominante no perfil 6 e ausente no perfil 5 durante o inverno.

Similaridades moderadas também foram encontradas entre o perfil 7 e os demais, com exceção do perfil 2. Da mesma forma, o perfil 7 tem espécies similares às de outros perfis, a despeito do percentual de cobertura.

Baixos valores de similaridade foram obtidos entre o perfil 2 e os demais. Assim, o perfil 2 é o mais distinto em termos de espécies que cobrem a sua duna frontal.

### 6.5. Análise de grupos (cluster)

Uma análise de grupos ou “*cluster*” tem como objetivo identificar grupos de casos (ou variáveis) relativamente homogêneos, com base em características selecionadas (McCune & Grace, 2002). Nestas análises, perfis ou dados similares são agrupados próximos em uma escala horizontal. Esta análise foi realizada com uso do programa SPSS (*Statistical Package for the Social Sciences*), examinando a presença e ausência das espécies nos perfis, durante o verão, e mostrada pelo dendrograma, na Figura 6.13. Foram definidas, por esta análise, duas associações principais com distância menor do que 5 e 15. A primeira associação é composta pelos perfis 2 e 3 e a segunda é composta pelos perfis 4 a 7.

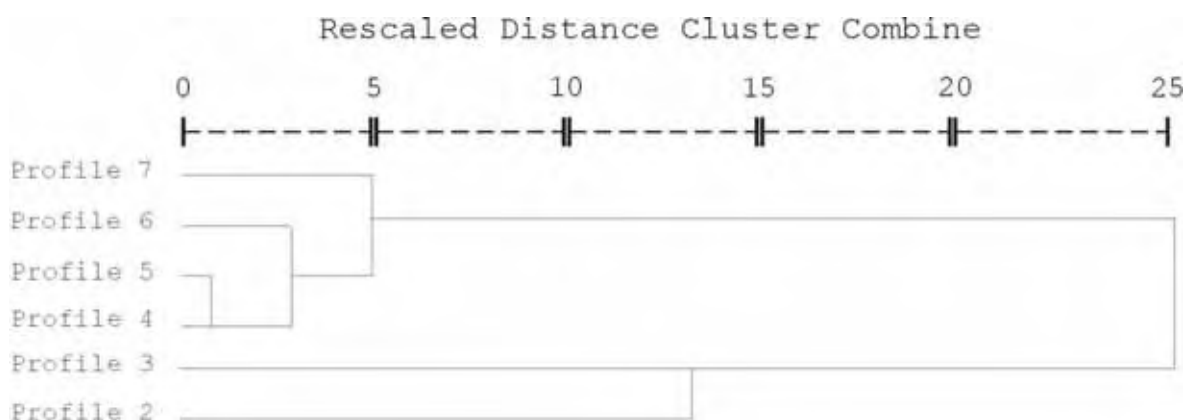


Figura 6.13: Dendrograma mostrando a análise de grupos (cluster), em relação à presença/ausência das espécies.

A primeira associação é representada pelos perfis localizados no setor de menor energia da praia e a segunda é representada pelos perfis mais expostos à energia dos ventos e das ondas, deposição de sedimentos e *spray* salino. Assim, os perfis 4 a 7 são agrupados relativamente próximos uns aos outros e os perfis 2 e 3 formam um grupo distinto.

Apesar de estarem em um mesmo grupo, os perfis da primeira associação estão agrupados em uma distância maior que os demais. As espécies introduzidas/invasoras presentes no perfil 2 provavelmente decrescem a sua similaridade com o perfil 3. Ainda, o perfil 3 é sujeito a intensos episódios erosivos, durante tempestades, esculpando a duna frontal, reduzindo a cobertura

vegetal das espécies pioneiras e aumentando a ocorrência de espécies intermediárias próximas e por sobre a crista da duna frontal.

Os perfis com maior similaridade de espécies estão na segunda associação (4 e 5), perfil 6 e depois o perfil 7. Os perfis 4 e 5 mostram composição e cobertura das espécies bastante similares. Assim, existe um aumento da similaridade das espécies a partir da porção norte da praia, em direção ao seu centro. *Scaevola plumieri* começa a ser observada em pequenas manchas em torno do perfil 5 e estas manchas aumentam em frequência e tamanho em direção ao norte, sendo que a cobertura por esta espécie é máxima no perfil 6. Como indicado no Capítulo 4, o perfil 7 é localizado no extremo norte da praia, protegido da ação dos ventos e do transporte eólico de sedimentos, a duna frontal é bastante baixa e o lençol freático é bastante próximo à superfície. A superfície do perfil é comumente bastante úmida e uma variedade de outras espécies estão presentes neste perfil e ausente nos demais, ao longo da praia.

Os perfis 2 e 3 estão localizados na parte sul da praia e representam um grupo distinto, composto predominantemente por espécies intermediárias (não pioneiras), menos tolerantes ao *spray* salino e à deposição eólica de sedimentos.

#### **6.6. Cobertura vegetal, dinâmica praial e deposição eólica de sedimentos**

A Figura 6.14 mostra uma análise de regressão entre a média (dos levantamentos) da cobertura vegetal e volume de sedimentos da duna frontal ( $m^3/m$ ), calculados entre a crista da duna e o limite da vegetação (Capítulo 3). Os valores de percentual médio de cobertura da vegetação são mostrados na Figura 6.9 e na Tabela 6.2. O perfil 7 não foi incluído nesta análise pois é uma duna frontal bastante baixa, protegida pelo promontório e não reflete os potenciais de deriva dos ventos que sopram transversalmente à costa. Existe uma relação inversa entre o volume da duna frontal e a cobertura vegetal. Enquanto o volume de sedimentos da duna aumenta, a cobertura vegetal diminui.

O acréscimo de sedimentos elimina as espécies intolerantes e aumenta a abundância das espécies tolerantes (Maun, 1994). Isto pode ser observado na Figura 6.9, a qual mostra o decréscimo da cobertura vegetal em direção ao norte da praia, onde o potencial de transporte eólico de sedimentos e deposição na

duna frontal é maior. O perfil 6 mostra um menor volume de sedimentos do que o perfil 5, pois (i) pode ser mais impactado pelas tempestades que o perfil 5 e (ii) está provavelmente recebendo uma menor energia eólica devido ao abrigo pelo promontório e pelas rochas no interior da planície.

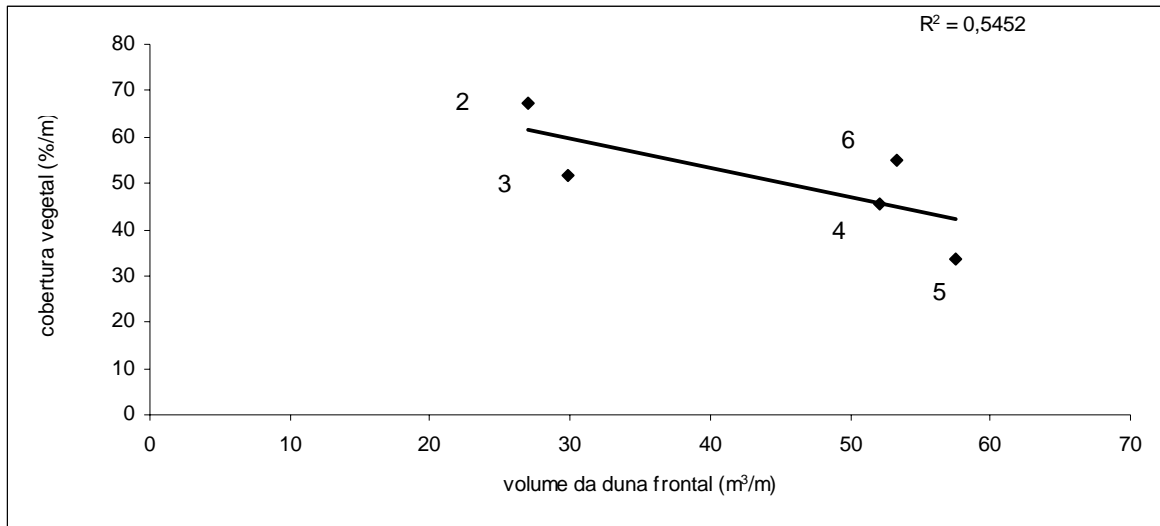


Figura 6.14: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) e o volume de sedimentos da duna frontal (uma aproximação da deposição de sedimentos a longo prazo) durante o verão. Os números indicam os perfis.

A Figura 6.15 mostra uma análise de regressão entre o volume de sedimentos da duna frontal e o número de espécies. A correlação é bastante similar à análise previamente mostrada e novamente sugere uma relação inversa, isto é, quanto maior o volume de sedimentos na duna, menor é o número de espécies. Este fato ilustra o afirmado por Maun (1994), que o número de espécies diminui com o aumento da deposição eólica, pois apenas algumas espécies pioneiras toleram soterramento, o que é observado nos perfis 5 e 6.

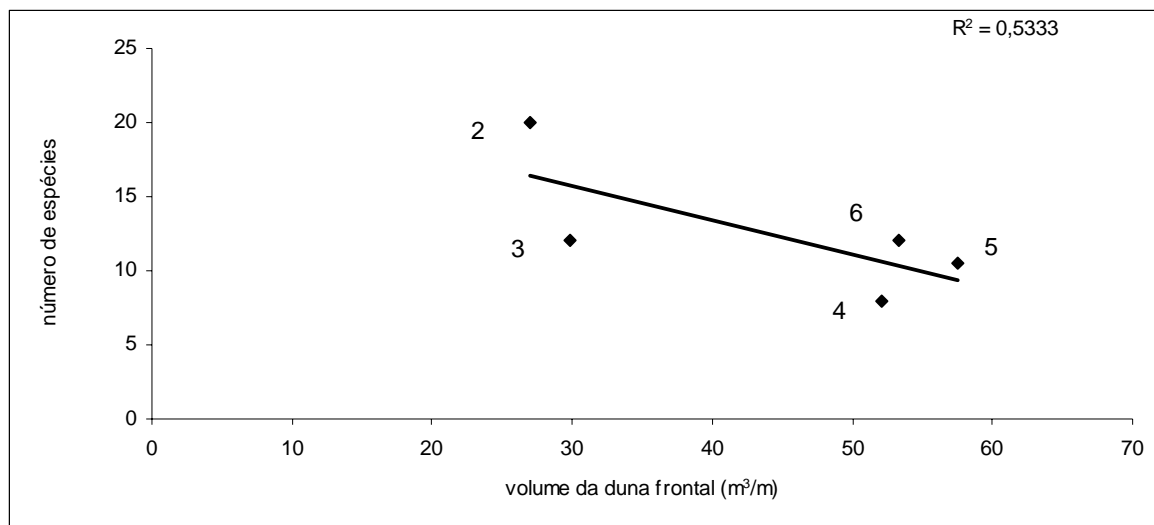


Figura 6.15: Análise de regressão entre o número de espécies e o volume de sedimentos da duna frontal, durante o verão. Os números indicam os perfis.

Outra relação inversa é observada entre o percentual de cobertura da vegetação e a média das alturas de onda na arrebenção, determinados por observações visuais, ao longo do ano (Figura 6.16). A cobertura vegetal diminui com o aumento da altura de onda.

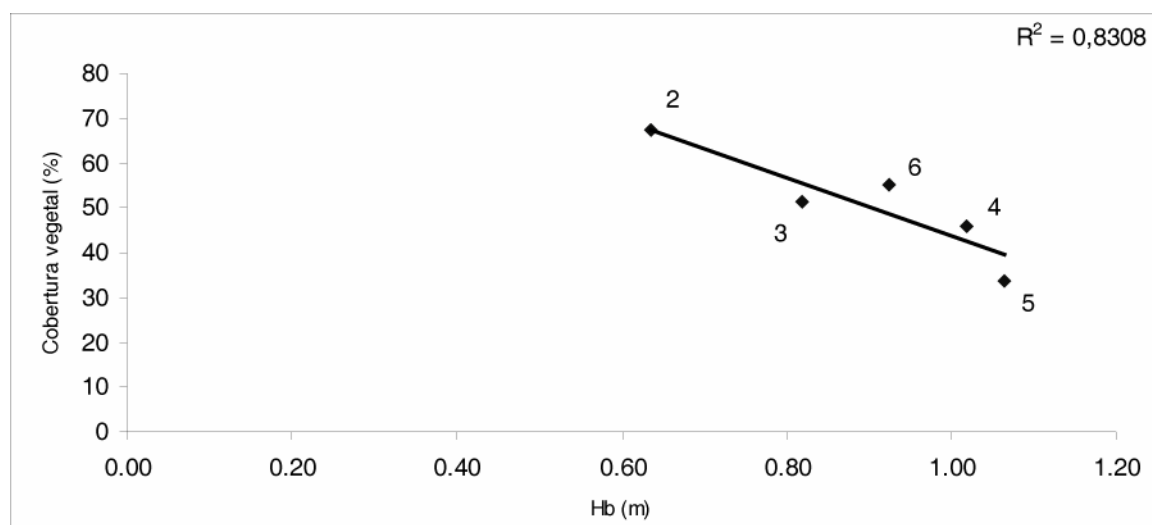


Figura 6.16: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) e altura de onda (Hb). Os números indicam os perfis.

A cobertura vegetal e o número de espécies diminuem do sul para o norte da praia, a qual é mais exposta aos fortes ventos de sul e à energia das ondas.

A Figura 6.17 mostra a relação entre o volume de sedimentos da duna frontal (entre a crista da duna e o limite da vegetação) e a cobertura (por metro) das espécies pioneiras, ou seja, as primeiras ocorrentes a partir da base da duna

frontal, na sua face voltada para o mar. Estas espécies são: *Blutaparon portulacoides*, *Hydrocotyle bonariensis*, *Ipomoea pes-caprae*, *Ipomoea imperati*, *Panicum racemosum*, *Paspalum vaginatum*, *Remirea maritima*, *Scaevola plumieri*, *Senecio crassiflorus* e *Spartina ciliata*. A baixa relação entre o volume de sedimentos da duna frontal e o percentual de cobertura das espécies pioneiras é devida à individualidade dos perfis. Por exemplo, *Ipomoea pes-caprae* prefere as condições físicas da porção mais ao sul da praia (perfis 2 e 3) e *Spartina cilliata* se desenvolve melhor nas partes central e norte (perfis 4 a 7). O percentual total de cobertura das espécies pioneiras varia ao longo da praia, pois as espécies crescem em diferentes condições e as variações podem ser atribuídas a adaptações da planta e tolerância à dinâmica da praia. Em adição, *Ipomoea pes-caprae* cresce em ambientes de baixa energia na parte sul da praia, *Spartina cilliata* e *Scaevola plumeri* crescem em ambientes de alto aporte sedimentar, como na porção norte da praia. Ambas as espécies podem ter o mesmo percentual de cobertura na duna frontal.

Na Figura 6.17, os perfis 2 e 3 estão agrupados, assim como estão os perfis 4, 5 e 6, e o perfil 7 está isolado. Este agrupamento é bastante similar ao mostrado na Figura 6.13.

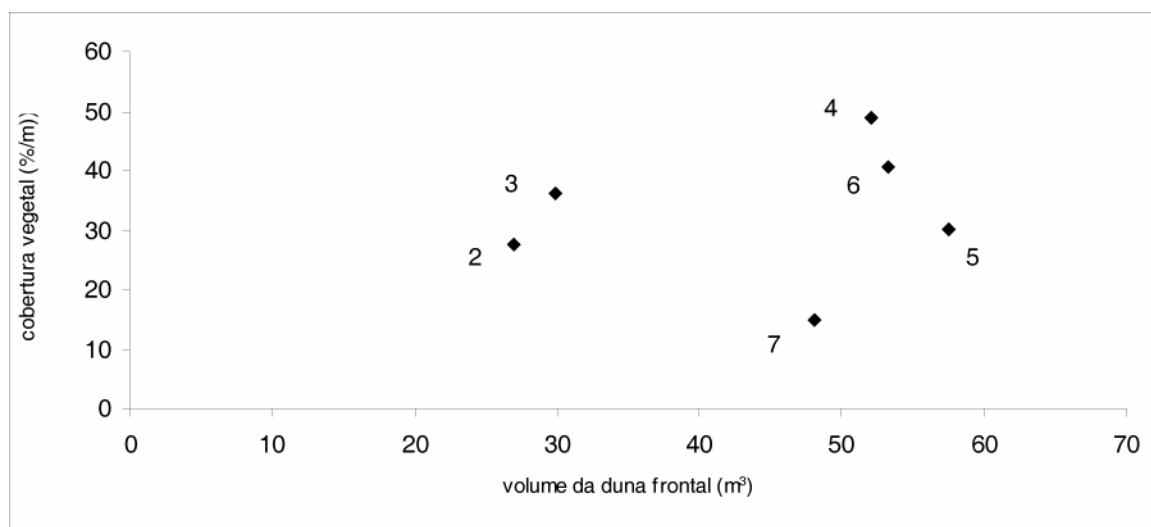


Figura 6.17: Análise de regressão entre a cobertura vegetal (%/m) das espécies pioneiras e volume de sedimentos da duna frontal. Os números indicam os perfis.

Uma Análise de Escala Multidimensional (*Multidimensional Scaling Analysis* - MSA) foi realizada no intuito de descrever os padrões mais fortes nas



composições de espécies e as características ambientais relacionadas a estes padrões, tais como: volume de sedimentos e altura da duna frontal, largura e orientação da praia e acumulação de sedimentos. Como em uma análise de ordenamento comum, a MSA simplesmente ordena os itens ao longo de uma escala ou eixo (ou múltiplos eixos), como uma maneira de resumir graficamente relações complexas, extraindo um ou mais padrões dominantes a partir de um número infinito deles (McCune & Grace, 2002). Este processo resulta no posicionamento dos objetos ao longo de um eixo ou de uma dimensão. A MSA é muitas vezes o método estatístico de escolha para representar graficamente as relações da comunidade vegetal (Clarke, 1993) devido à sua aplicação para discriminação de dados complexos e de distribuição não normal.

Os resultados desta análise são mostrados na Figura 6.18. Cada ponto representa a presença/ausência das espécies nos *quadrats* analisados transversalmente aos perfis, durante o levantamento 1 (verão). Uma ampla variedade de padrões foi produzida, mas aquele que mostrava os agrupamentos mais claramente foi o que mostrou a dimensão 2 (volume de sedimentos da duna frontal) contra a dimensão 3 (número de espécies). Os dados da Figura 6.18 foram codificados de acordo com o número do perfil e mostram os grupos que podem ser, de alguma forma, discriminados uns dos outros.

A MSA sugere que, apesar de haver um certo espalhamento dos dados, a presença/ausência das espécies em cada *quadrat* é afetada principalmente pelo volume de sedimentos da duna frontal e o número de espécies. Note que no último caso, *todas* as espécies vegetais observadas durante o verão, ao longo de *todo* o embaçamento, foram incluídas na análise e que esta meramente diferencia se a espécie está presente ou ausente em *cada* perfil. Assim, alguns perfis podem ter o mesmo número de espécies ausentes ou presentes, mas isto não necessariamente significa que estas são as mesmas, apenas que estes perfis têm basicamente o mesmo número de espécies.

Os perfis 2 e 7 estão agrupados na parte inferior do gráfico, devido ao baixo volume de sedimentos na duna frontal e/ou à similaridade na presença/ausência de espécies. Por outro lado, os perfis 3, 4, 5 e 6 estão espalhados na parte superior do gráfico, devido ao maior volume de sedimentos e, presumivelmente, à presença de espécies similares que crescem na área

exposta à maior energia das ondas e dos ventos e que se adaptam melhor à acumulação de areia. Ainda, estes podem ter sido agrupados devido à ausência de algumas espécies em particular. Os perfis 2 e 6 estão espalhados ao redor do gráfico mas estão, em certo grau, concentrados nas partes inferiores e superior da Figura, respectivamente. O agrupamento não colorido, no meio do gráfico, representa as espécies que são comuns a todos os perfis e são partes de um grupo distinto, mas não de um perfil em particular.

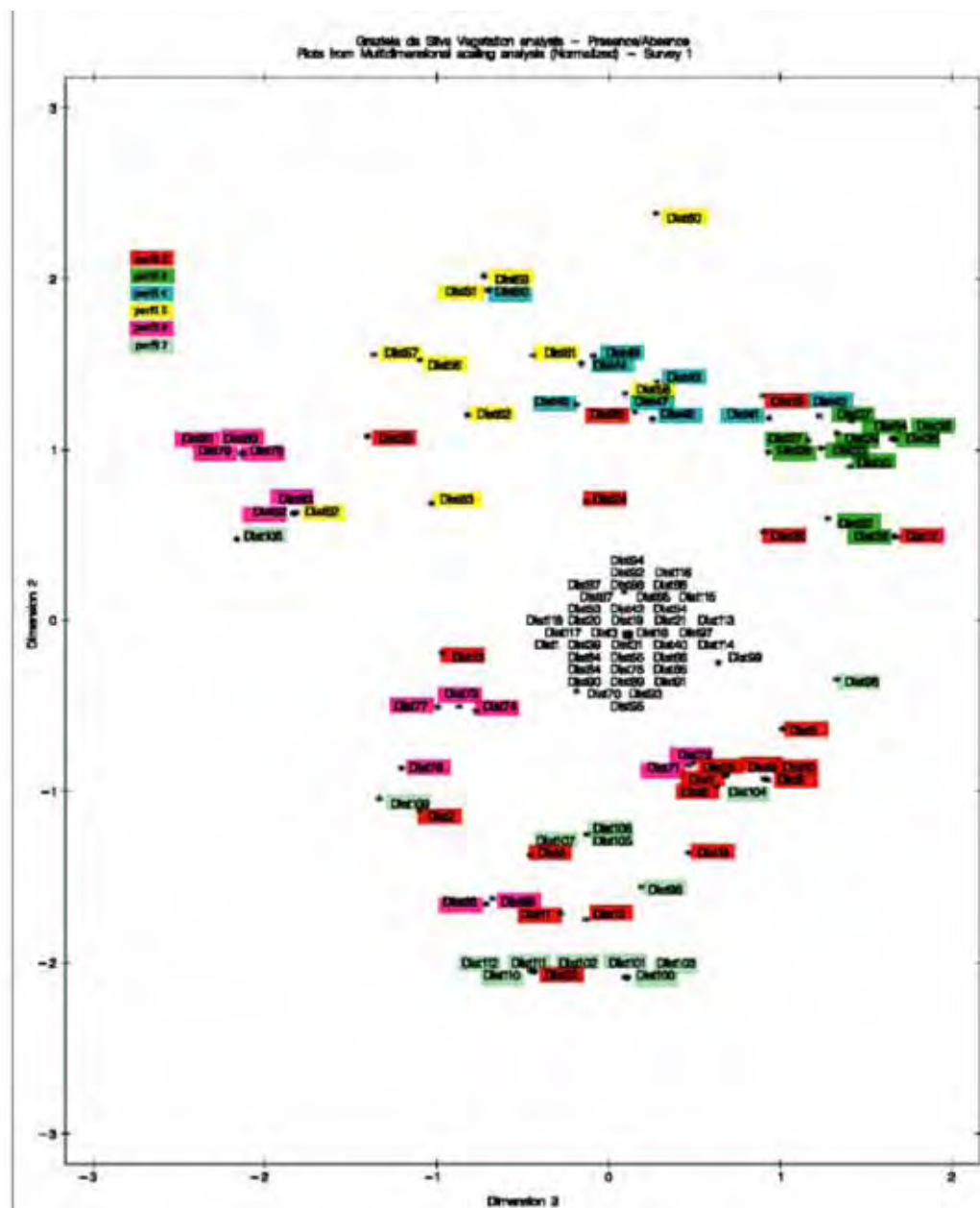


Figura 6.18: Análise de Escala Multidimensional das amostras vegetais dos *quadrats* amostrados, com o volume de sedimentos da duna frontal (dimensão 2) e número de espécies (dimensão 3) como os eixos. Diferentes cores identificam os perfis.

## 6.7. Conclusões

Algumas conclusões podem ser obtidas pelas análises realizadas a partir dos levantamentos da vegetação da duna frontal, na praia de Moçambique.

*Spartina ciliata* e *Scaevola plumieri* são espécies dominantes na praia de Moçambique. Entretanto, outras espécies são relativamente dominantes nos perfis localizados na região sul, no centro e no norte da praia.

No sul (perfis 2 e 3), a espécie pioneira dominante é *Ipomoea pes-caprae*. No perfil 4, a espécie pioneira dominante é *Senecio crassiflorus* e, a partir deste ponto em direção ao norte, *Spartina ciliata* é espécie pioneira dominante. *Scaevola plumieri* também é uma espécie pioneira importante, especialmente no perfil 6.

Durante o verão, um ligeiro decréscimo na cobertura vegetal e no número de espécies pôde ser observado. Se este foi real, (não um erro de observação), os maiores níveis de precipitação poderiam ser os responsáveis pelo aumento da cobertura e do número de espécies, durante o inverno.

A cobertura da vegetação diminuiu do sul para o norte da praia, possivelmente refletindo o aumento da exposição à energia das ondas e dos ventos. Com exceção do perfil 6, pois mostrou uma maior densidade vegetal devido à alta dominância de *Scaevola plumieri* e *Spartina ciliata*, ambas as espécies conhecidas como típicas “construtoras de dunas” (Ripley & Pammenter, 2004). Estas espécies toleram níveis altos de deposição de sedimentos e *spray* salino, fatores que são bastante altos na porção norte da praia.

Existe uma diversidade de espécies relativamente maior no centro da praia, se este for comparado com os perfis 6 e 7. A menor diversidade ocorreu no extremo norte da praia, onde o tipo de zona de surfe é intermediário/dissipativo de alta energia, com maior número de quebra de ondas, potencial de aporte sedimentar e *spray* salino. O meio da praia é do tipo intermediário, com menor número de quebra de ondas e *spray* salino, talvez favorecendo, assim, o aumento da diversidade da vegetação. No perfil 2, os altos valores de diversidade são atribuídos à baixa energia de onda e perturbação antrópica.

A distinção entre os setores da praia onde diferentes espécies são dominantes pôde ser verificada pela análise de agrupamento (cluster) da presença/ausência das

espécies, nos perfis. Esta análise demonstrou duas associações principais: a primeira é representada pelas espécies presentes nos perfis localizados na área de menor energia da praia (perfis 2 e 3, ambos dominados por *Ipomoea pes-caprae*) e a segunda associação é representada pelas espécies localizadas nos perfis mais expostos à energia das ondas e dos ventos, deposição de sedimentos e *spray* salino (perfis 4 a 7, dominados por *Spartina cilliata* e *Scaevola plumieri*).

Existe uma relação inversa entre o volume de sedimentos da duna frontal, cobertura vegetal e número de espécies. Em média, com o aumento do volume de sedimentos, a cobertura vegetal e o número de espécies diminuíram. O mesmo é observado em relação à energia de onda: aumento da energia de onda é seguido pela diminuição da cobertura vegetal.

Padrões distintos de distribuição de espécies são claros ao longo da praia de Moçambique. *Spartina cilliata* e *Scaevola plumieri* dominam os perfis ao norte da praia, onde a duna frontal tem um grande volume de sedimentos e o potencial de deriva dos ventos é máximo. *Ipomoea pes-caprae* domina a parte sul da praia apenas durante o verão, pois o transporte eólico para a duna frontal diminui devido aos fracos ventos transversais à costa. Durante o inverno, as tempestades e a ação das ondas freqüentemente erodem a parte sul da praia, causando um declínio das populações de *Ipomoea pes-caprae*. Por outro lado, *Spartina cilliata* cresce e domina a parte norte da praia, mesmo durante e após eventos de alta energia e durante o inverno.

Finalmente, a Análise de Escala Multidimensional sugere que os perfis são relativamente distintos uns dos outros, e que a presença/ausência das espécies em cada *quadrat* amostrado é afetada, principalmente, pelo volume de sedimentos da duna frontal e pelo número de espécies.

---

## CAPÍTULO 7 – VARIAÇÕES A LONGO PRAZO NO CAMPO DE DUNAS

---

### 7.1. Introdução

Neste capítulo, a geomorfologia da barreira arenosa holocênica onde está inserida a praia de Moçambique, bem como suas variações temporais entre os anos de 1938 e 2002, serão apresentadas e discutidas. A evolução a longo prazo da barreira (~7.000 anos) será examinada com relação ao gradiente longitudinal do volume de sedimentos holocênicos.

Para isso, foram analisados 5 conjuntos de fotografias aéreas e produzidos mapas geomorfológicos para diferentes períodos. Ainda, foi obtida uma estimativa do volume de sedimentos da barreira holocênica emersa, a partir da análise de contornos topográficos (ver Capítulo 2).

### 7.2. Evolução da barreira

Uma recente revisão dos níveis do mar durante o Holoceno nas regiões de SC-RS, indica que o nível do mar cruzou o nível atual por volta de 7.000 anos AP, e alcançou seu nível máximo por volta de 5.700 cal. anos AP (Máximo Transgressivo Holocênico (*mid-Holocene highstand*; Angulo *et al.*, 2006). No sul do Brasil, este nível máximo foi de cerca de 2,5 m acima do atual, caindo gradualmente até o nível presente (Angulo *et al.*, 2006). Não existem datações para a barreira e campos de dunas de Moçambique, desta forma, no presente trabalho, assume-se que os depósitos holocênicos foram formados durante este período (~últimos 7.000 anos), assim como indicado por estudos em outros locais (Dominguez *et al.*, 1987; Lessa *et al.*, 2000; Dillenburg *et al.*, 2006; Hesp *et al.*, no prelo b).

Os depósitos holocênicos de Moçambique estão em uma barreira de 12 km de comprimento. As primeiras fotografias aéreas disponíveis, as quais datam de 1938, mostram que a barreira holocênica está parcialmente conectada à pleistocênica entre as suas regiões mais ao sul e a localizada à cerca de 1,5 km ao norte. Entre 1,5 e 9 km, a barreira holocênica está parcialmente separada da pleistocênica por um estreito sistema lagunar desconectado do oceano e entre 9 e 12 km, esta cobre parcialmente as rochas do embasamento e os sedimentos

pleistocênicos (Caruso Jr., 1993). É difícil classificar esta barreira como sendo do tipo *welded* ou *attached*, já que esta possui uma laguna em sua retaguarda, além de cobrir e ancorar sedimentos pleistocênicos e mais antigos, sendo então, pertencente aos dois tipos. Barreiras *welded* são aquelas que, de acordo com Davis & Fitzgerald (2005) são “*welded*” à promontórios ou sedimentos mais antigos (e.g. barreiras Pleistocênicas), e separadas do continente por uma laguna ou terras úmidas (*wetlands*), sendo assim diferenciadas de ilhas-barreiras. Barreiras *attached* são aquelas que, de acordo com Hesp & Short (1999) estão conectadas ou escoradas em depósitos mais antigos (e.g. rochas, sedimentos pleistocênicos, etc.), não existindo uma laguna em sua retaguarda.

### **7.3. Geomorfologia da barreira em fotografias aéreas**

A seguir, serão examinadas as variações geomorfológicas da barreira de Moçambique, pela análise e comparação das fotografias aéreas entre 1938 e 2002. Mapas geomorfológicos foram confeccionados para os anos de 1938, 1978 e 2002, - anos em que puderam ser observadas as maiores variações na geomorfologia da barreira (versões ampliadas destes mapas podem ser vistas no Anexo 2. As principais razões para a elaboração e análise destes mapas foram:

(i) Tentar entender o funcionamento da barreira em diferentes períodos e verificar se esta seguiu um curso evolutivo similar ao longo do tempo. Por exemplo, o desenvolvimento das dunas no sul do embaiamento sempre foi limitado, em relação ao norte? O desenvolvimento das dunas ocorreu em fases ou em pulsos?

(ii) Examinar a forma da barreira correspondente à data mais antiga disponível (1938) para assim interpretar a sua evolução morfológica já que, atualmente, uma grande porção da barreira está vegetada, tornando assim mais difícil o reconhecimento e a interpretação da sua morfologia original, e,

(iii) Examinar mudanças ao longo do tempo e melhor compreender a dinâmica geral da barreira.

### 7.3.1. Aerofotografia de 1938

As fotografias aéreas de 1938 mostram o seguinte (indicado na Figura 7.1a):

(1) A região mais ao sul da praia equivale à um complexo de pequenas dunas frontais e *blowouts*. A orientação destes *blowouts* indica que os ventos que os formaram e foram atuantes no complexo duna frontal/*blowout*, sopraram de NE;

(2) Em direção ao norte (~1,7 km) este complexo foi substituído por um estreito (~200 m de largura) e não vegetado campo de dunas transgressivas com barcanas, dunas transversais e algumas dunas parabólicas que migraram ao longo e (em certo grau) em direção à costa;

(3) Por volta dos 1,7 km, existe uma reversão na direção de migração do campo de dunas. Ao norte deste ponto, as dunas estão orientadas *para* NE, indicando a predominância dos ventos de sul a partir deste ponto;

(4) Este campo de dunas transgressivas era ativo e gradualmente se expandia em direção ao norte, tendo entre 500 e 650 m de largura no meio do embaçamento, com as dunas orientadas obliquamente à costa. As dunas transversais e sub-parabólicas estendem-se até a praia;

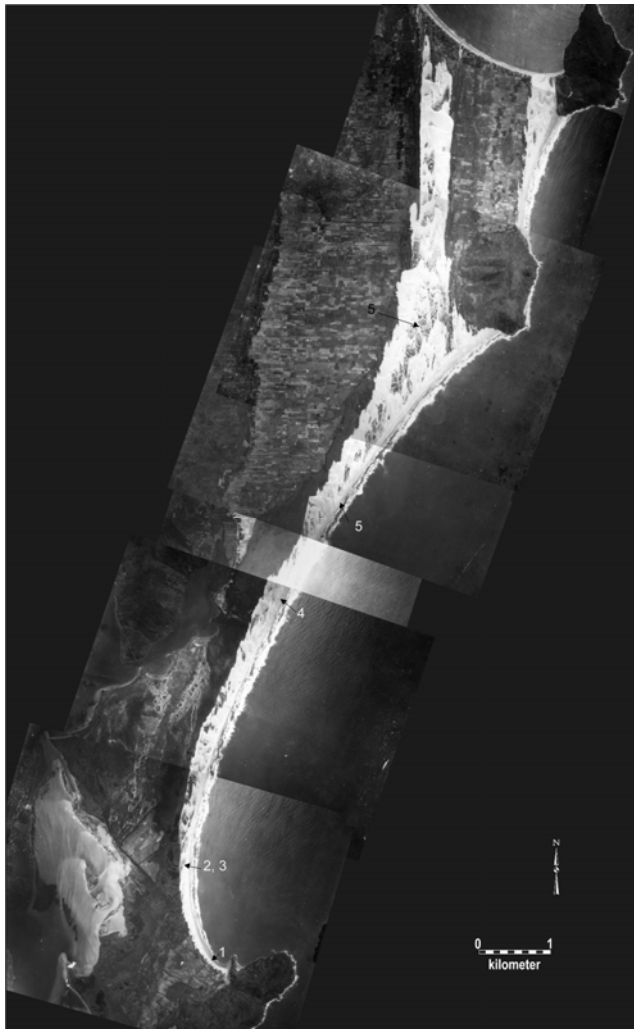
(5) Por volta de 9 km ao norte, a baía está voltada para o sul, estando altamente exposta aos ventos predominantes desta direção e que são transversais à costa. O campo de dunas se expande rapidamente e se estende na direção do vento a uma distância de aproximadamente 3,4 km (Figura 7.1a). Este campo de dunas transgressivas contém lençóis de areia, dunas transversais, barcanóides e raras dunas parabólicas que se estendem desde a praia. Uma planície de deflação (com *gegenwalle* e *trailing ridges*) separa o conjunto de dunas ativas localizadas mais próximas ao mar daquelas mais continentais. Dois *precipitation ridges* margeiam o campo de dunas, alinhados àqueles mais antigos e vegetados (Figura 7.1b).

Um *gegenwalle ridge* foi primeiramente descrito por Paul (1944, *apud* Hesp & Thom, 1990) como um cordão formado pelo transporte eólico de sedimentos no sentido inverso da migração das dunas transversais, por uma reversão da direção de incidência dos ventos prevaescentes e com a presença de vegetação

na planície de deflação. Este cordão é efetivamente formado da mesma maneira que uma duna frontal na praia.

Em geral, com exceção do 1º km do sul para o norte, toda a barreira holocênica de Moçambique mostrava-se como um campo de dunas transgressivo, em 1938. Este era mais estreito no sul e aumentava em largura até 9 km ao norte, expandindo-se na direção do vento através da península, estendendo-se até a margem da praia dos Ingleses (Figura 7.1b).

a)



b)

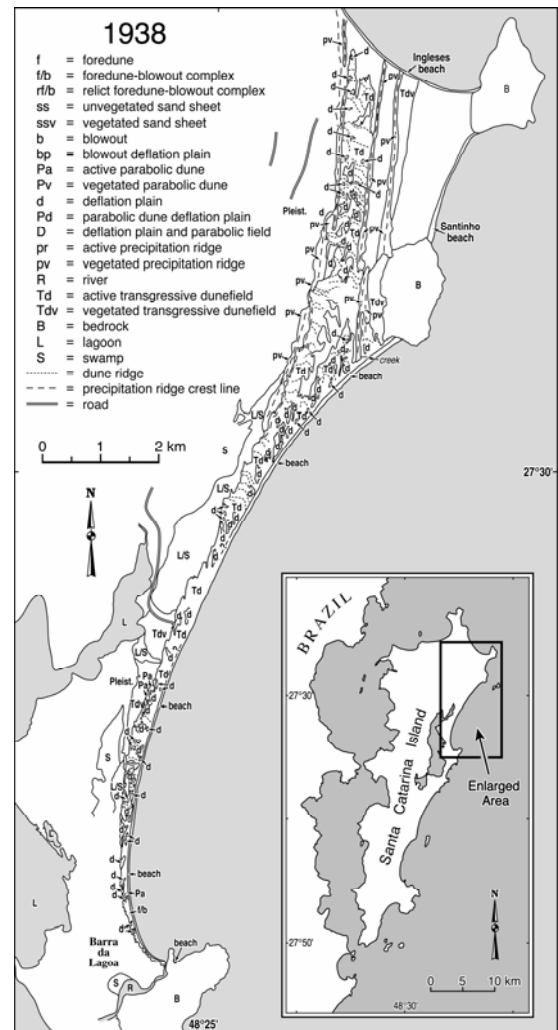


Figura 7.1: a) Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1938, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 1938.

### 7.3.2. Aerofotografia de 1956

As fotografias aéreas de 1956 mostram que as características referentes ao ano de 1938 permanecem praticamente as mesmas, com algumas exceções indicadas na Figura 7.2:



- (1) Um aumento na cobertura vegetal na margem em direção ao mar do campo de dunas;
- (2) Migração na direção do vento do campo de dunas transgressivas;
- (3) Um aumento no número de *gegenwalle ridges*.



Figura 7.2: Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1956, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira.

### 7.3.3. Aerofotografia de 1978

As fotografias aéreas de 1978 mostram o seguinte (indicado na Figura 7.3a):

(1) A cobertura vegetal aumenta significativamente ao longo do embaçamento. Na porção sul, este aumento pode ser observado principalmente na margem continental do complexo duna frontal/*blowout*;

(2) A porção ativa do campo de dunas transgressivas nas fotos de 1938 e 1956, está agora bastante vegetada, com alguns *blowouts* e lençóis de areia. Isto inicia ~3 km ao norte do extremo sul da praia;

(3) As planícies e bacias de deflação das dunas parabólicas e dos *blowouts* estão vegetadas;

(4) Uma duna frontal é formada continuamente ao longo de todo o embaçamento;

(5) O campo de dunas transgressivas é menos ativo (mais vegetado), desconectado da praia e separado desta por uma ampla (~3 km) e vegetada planície de deflação, a qual inicia em cerca de 9 km ao norte do promontório sul. Esta planície de deflação contém um maior número de dunas parabólicas, *blowouts*, e *nebkha*. A porção à sotavento do campo de dunas transgressivas é vegetada (Figura 3.1b).

Em geral, nas fotografias de 1978, é possível notar que a vegetação aumentou significativamente e que a configuração da barreira que é vista atualmente começa a estar mais perceptível.

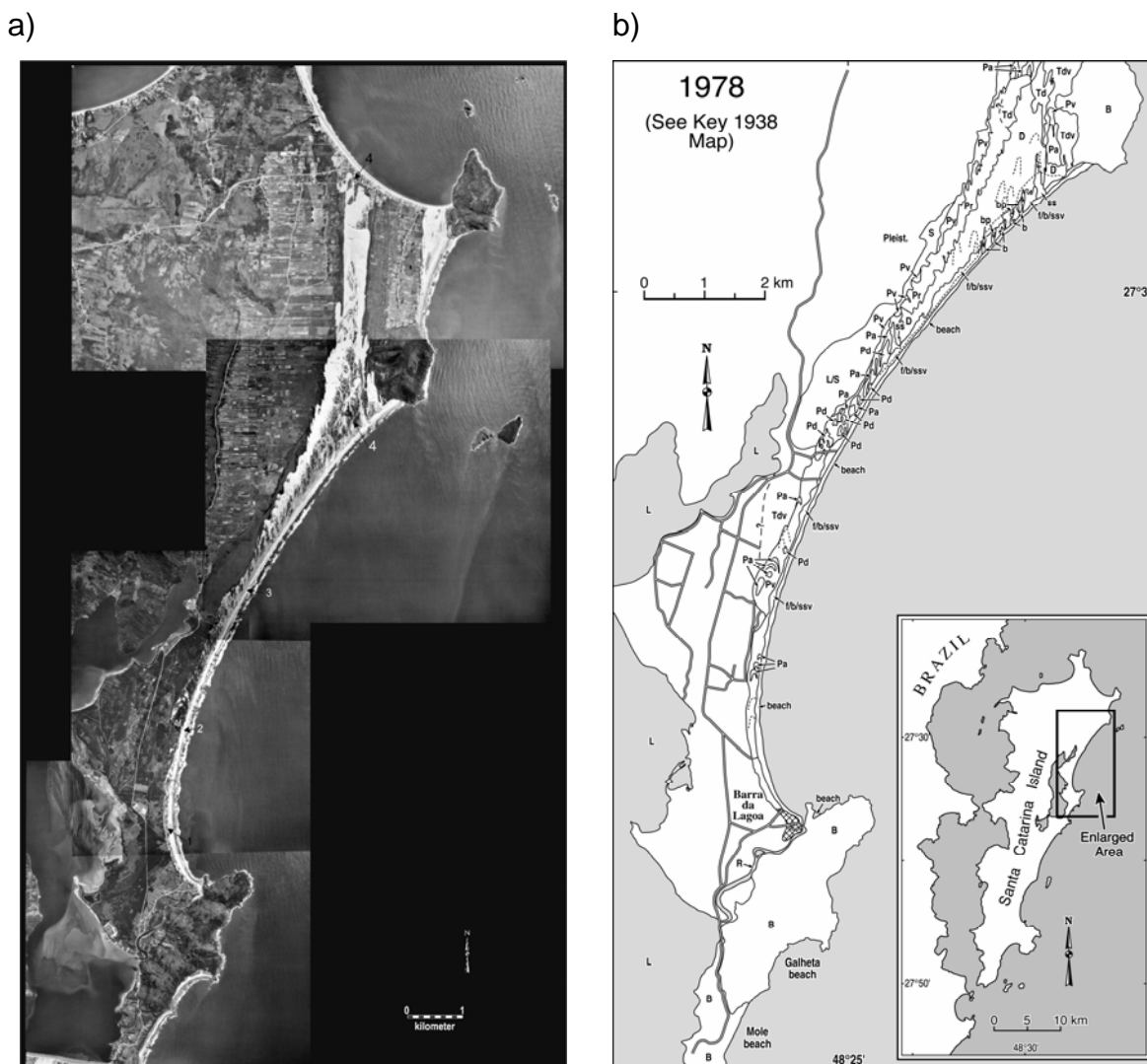


Figura 7.3: a) Fomosaico da praia de Moçambique durante 1978, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 1978.

#### 7.3.4. Aerofotografia de 1998

As fotografias aéreas de 1998 mostram o seguinte (indicado na Figura 7.4):

- (1) A cobertura vegetal aumenta ainda mais ao longo do embaixamento, entre 1978 e este ano. Porém, na porção mais ao sul, a urbanização aumenta e a vegetação da duna frontal desaparece;
- (2) Os lençóis de areia e a duna frontal estão mais estabilizados e dão lugar a um complexo de parabólicas, *blowouts* e duna frontal;
- (3) A planície de deflação do campo de dunas transgressivas está mais vegetada, bem como a sua porção terminal à sotavento;
- (4) O número de *gegenwalle ridges* aumenta.

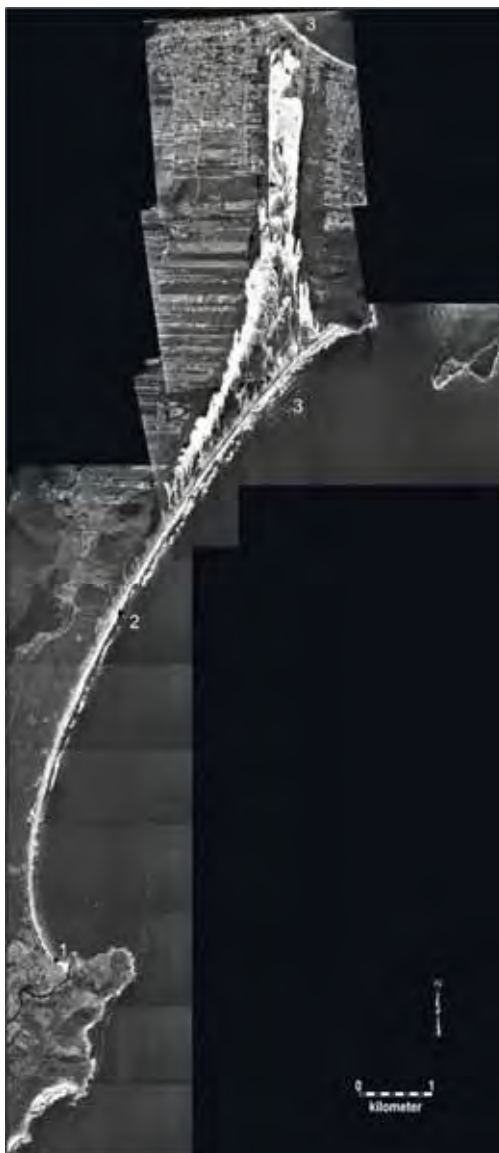


Figura 7.4: Fotomosaico da praia de Moçambique durante 1998, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira.

### 7.3.5. Aerofotografia de 2002

As fotografias de 2002 mostram os mesmos aspectos observados nas fotografias de 1998. Assim, algumas características da barreira podem ser salientadas (Figura 7.5a):

- (1) A região mais ao sul do embaiamento inclui uma área urbanizada, onde a duna frontal não é desenvolvida. Em aproximadamente 1 km ao norte, um complexo de duna frontal/*blowout* é desenvolvido, com orientação SW;
- (2) ~2 km ao norte, os *blowouts* possuem orientação NE e a duna frontal é melhor desenvolvida e mais vegetada;

(3) À partir do 9º km, a linha de costa está voltada para o sul e para os ventos que sopram desta direção, algumas dunas parabólicas são desenvolvidas à barlavento do campo de dunas transgressivas;

(4) O campo de dunas transgressivas está desconectado da praia e separado desta por um complexo de duna frontal vegetada, lençóis de areia e por uma ampla e vegetada planície de deflação (Figura 7.5b).

a)



b)

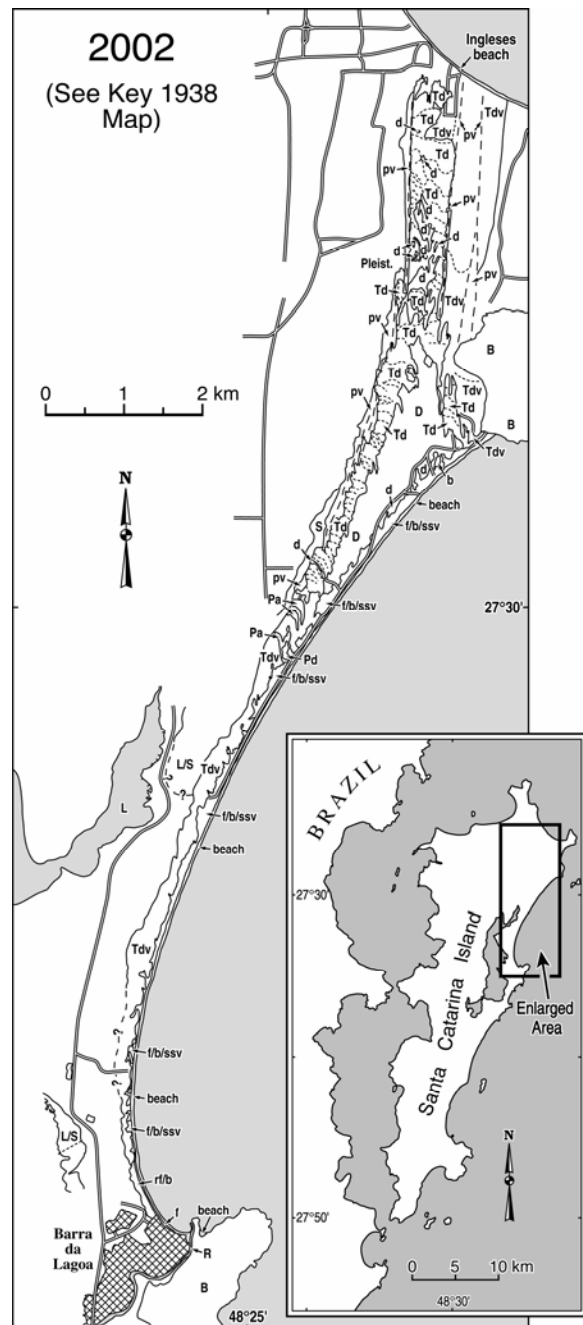


Figura 7.5: a) Fotomosaico da praia de Moçambique durante 2002, indicando os maiores aspectos da geomorfologia da barreira; b) Mapa geomorfológico da área para o ano de 2002.

Alguns elementos típicos da geomorfologia do campo de dunas transgressivas são mostrados nas figuras 7.6 à 7.8. A Figura 7.6 mostra (a) a localização e (b) o perfil topográfico do *precipitation ridge* à oeste do campo de dunas, durante agosto de 2005. É possível observar que este *precipitation ridge* possui dois elementos: um mais baixo (17 m de altura) e inativo e um outro mais alto (20 m) e vegetado (Figura 7.6b).

a)



b)

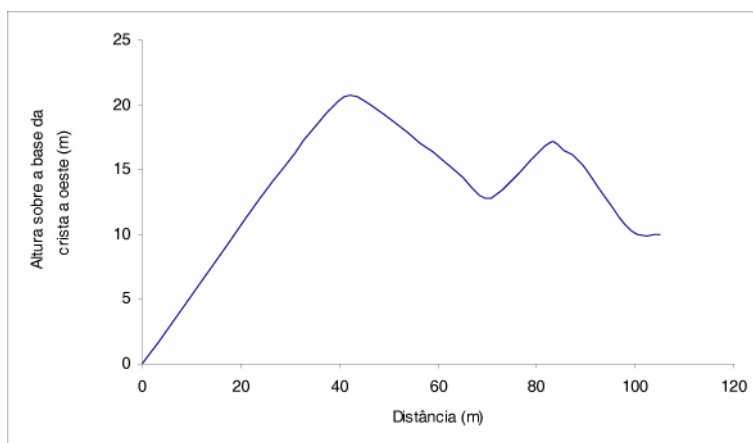


Figura 7.6: (a) localização e (b) perfil topográfico do *precipitation ridge* à oeste do campo de dunas transgressivas (agosto, 2005).

A Figura 7.7 mostra o conjunto de *gegenwalle ridges*, os quais localizam-se no interior da planície de deflação. Estes foram formados com a migração da dunas transversais.

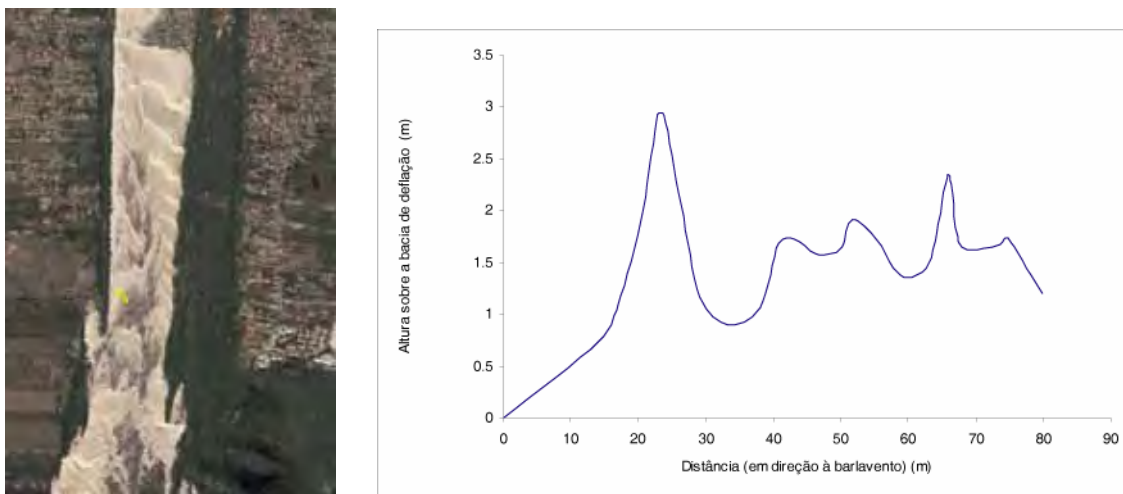


Figura 7.7: Localização e perfil topográfico do conjunto de *gegenwalle ridges*.

A Figura 7.8 ilustra uma típica duna transversal, localizada ao norte do campo de dunas.

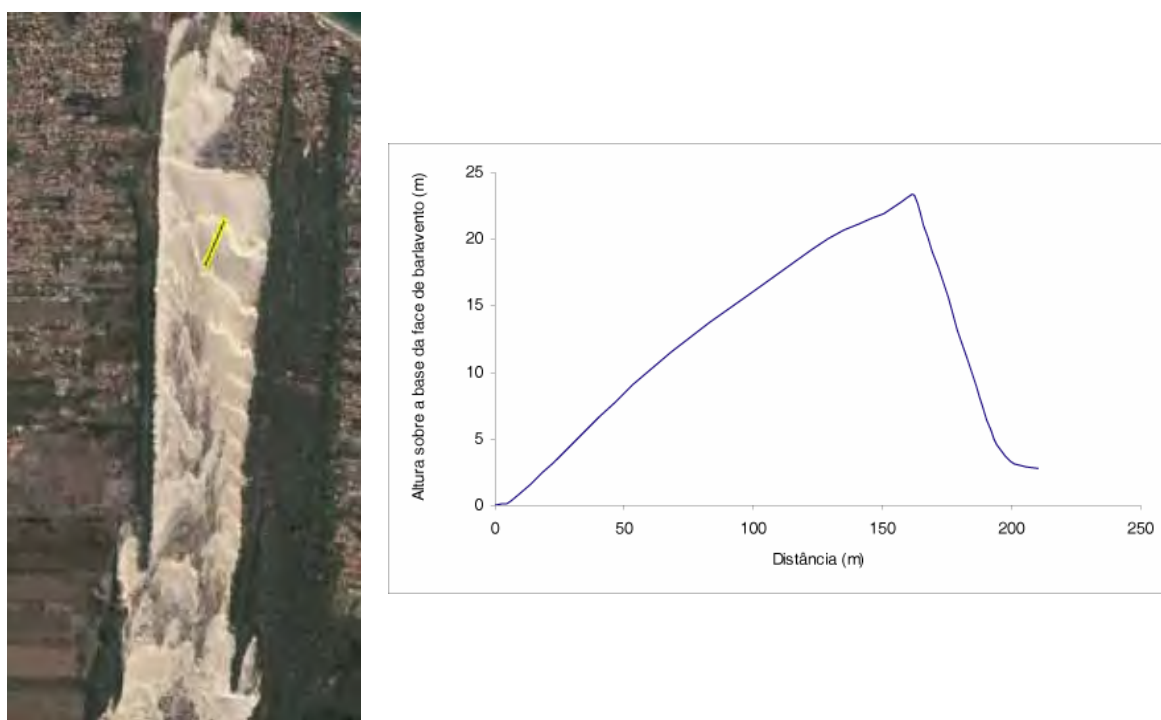


Figura 7.8: Localização e perfil topográfico de uma duna transversal.

### 7.3.6. Mudanças no campo de dunas 1938 – 2002

Restrições de tempo não permitiram a realização detalhada em SIG (Sistema de Informações Geográficas) das fotografias aéreas. Entretanto, foi realizada uma análise comparativa das fotos aéreas de 1938 e 2004, no intuito de

fornecer uma noção geral das mudanças que ocorreram na porção norte do campo de dunas.

A partir desta comparação entre a porção norte do campo de dunas em 1938 sobreposta às fotografias de 2004, pode ser observado que a porção oeste do campo de dunas, em 1938, era mais ativo e estendia-se mais em direção ao norte do que em 2004. Em geral, o campo de dunas parece ter sido estabilizado naturalmente ou em certo grau pela urbanização de sua porção terminal. O campo de dunas em 2004 é mais extenso à sotavento em sua margem à leste que em 1938. As fotos do período entre 1938 e o presente indicam que a taxa de avanço à sotavento do campo de dunas tem diminuído e que estas estão aumentando em altura (i.e. as dunas transversais estão ganhando altura ao longo do tempo) e não avançando rapidamente na direção do vento.

Em resumo, a geomorfologia da barreira mostrou mudanças particularmente significativas no período entre 1938 e 1978, como pode ser observado através das fotografias aéreas e dos mapas geomorfológicos. Uma das alterações mais significativas foi na cobertura vegetal, cujo aumento pode ser verificado a partir das fotografias de 1978. Leal (2002) afirma que neste ano, todas as áreas utilizadas para agricultura, na Barra da Lagoa (sul de Moçambique), foram abandonadas quase que por completo. Conseqüentemente, poderia ser argumentado que, durante este período, a pastagem que ocorrera no campo de dunas poderia ter diminuído, favorecendo o crescimento da vegetação.

Outra possibilidade para explicar o aumento da cobertura vegetal, seria uma mudança no suprimento sedimentar para a praia. Nas fotografias aéreas de 1978, é visível que o campo de dunas transgressivas, ao norte do embaiamento, não mais recebia sedimentos da praia e estava menos ativo, com uma duna frontal desenvolvida ao longo de sua porção frontal. As dunas parabólicas e os lençóis de areia, localizados na margem voltada para o mar do campo de dunas, e que operavam como um elo entre este e sua fonte de sedimentos, estavam agora vegetados.

O aumento da cobertura vegetal mudou a configuração do campo de dunas ao longo do embaiamento. Este variou entre um campo de dunas transgressivo com dunas parabólicas e transversais ativas, as quais estavam presentes ao longo dos 12 km da praia (exceto na sua porção mais ao sul, onde um complexo



de pequena duna frontal/*blowout* pôde ser observado desde 1938), para um sistema mais diverso, como uma única duna frontal e *blowouts* no sul, parabólicas e lençóis de areia vegetados no centro e um campo de dunas transgressivas no extremo norte da praia. A duna frontal é uma feição bastante jovem na barreira de Moçambique e, de fato, está simplesmente “escorada” na porção frontal (em direção ao mar) do antigo campo de dunas transgressivas que se estendia ao longo de quase toda a barreira. A duna frontal começou a ser visível somente a partir de 1978, com exceção da porção mais ao sul da barreira, onde esta podia ser observada desde as fotos aéreas mais antigas.

Esta é a configuração geral observada atualmente. Entretanto, o aumento contínuo da vegetação, em conjunto com os diferentes níveis de exposições aos ventos ao longo da praia, ainda modificam a paisagem, o desenvolvimento dos campos de dunas e sua estabilização.

#### **7.4. Volume de sedimentos da barreira holocênica**

Esta seção tem como objetivo, examinar a natureza do desenvolvimento da barreira durante o Holoceno, através da análise do volume de sedimentos que foram depositados, no embaiamento, aproximadamente nos últimos 7.000 anos. As razões para isto são, primeiramente, fornecer dados para testar o modelo proposto por Short & Hesp (1982), já que a barreira de Moçambique oferece um excelente “laboratório” para análise da variação do volume dos sedimentos holocênicos ao longo de um embaiamento com diferentes exposições e estados morfodinâmicos da praia/zona de surfe. Short & Hesp (1982) argumentam que, o potencial de transporte de sedimentos é maior em praias dissipativas que em praias reflectivas. Segundo, o cálculo dos volumes ao longo da barreira holocênica e a obtenção de uma taxa média do aporte sedimentar por ano (i.e. volume holocênico/7.000 anos), permite a comparação destes com os volumes estimados de transporte sedimentar para a praia (Capítulo 3), bem como a comparação com os volumes da duna frontal derivados dos levantamentos topográficos.

#### 7.4.1. Determinações dos volumes holocênicos

O volume total de sedimentos para todo o Holoceno foi determinado para 5 linhas ao longo da praia de Moçambique, pela sobreposição das imagens fornecidas pelo Google (2004) com os dados altimétricos disponibilizados pela Nasa. Os volumes foram então determinados com o uso do programa ArcGIS® (ver Capítulo 2 para detalhes da metodologia). Os limites entre o Holoceno e o Pleistoceno ou a laguna inter-barreiras foi determinado pela análise estereoscópica das fotografias aéreas de 1938 e confirmadas por observações no campo.

A figura 7.9 mostra as linhas ao longo das quais foram calculados os volumes dos sedimentos holocênicos. No lado direito da figura, estão as topografias destas linhas geradas pelos dados altimétricos. O volume de sedimentos também é indicado, o qual foi determinado pela simples multiplicação da área sob a superfície por 1 m. Note que as linhas estão orientadas paralelamente à direção de migração das dunas, indicada pelas fotos aéreas e portanto, estes são volumes máximos, já que as linhas não estão orientadas transversalmente à praia. Ainda, estas linhas foram estabelecidas em locais próximos aos perfis topográficos monitorados no presente estudo (Figura 2.1).

Os volumes variam ao longo do embaiamento, entre 144 m<sup>3</sup> no sul e 59.443 m<sup>3</sup> no norte (Figura 7.9). Existe um erro potencial embutido nestes cálculos, pelo fato dos dados altimétricos terem uma resolução de 5 m e assim, alguns detalhes da topografia podem ter sido perdidos. Porém, este é um erro potencial incorporado em todos os cálculos e, desta forma, estes são adequados como uma estimativa relativa dos volumes dos sedimentos holocênicos ao longo da barreira.

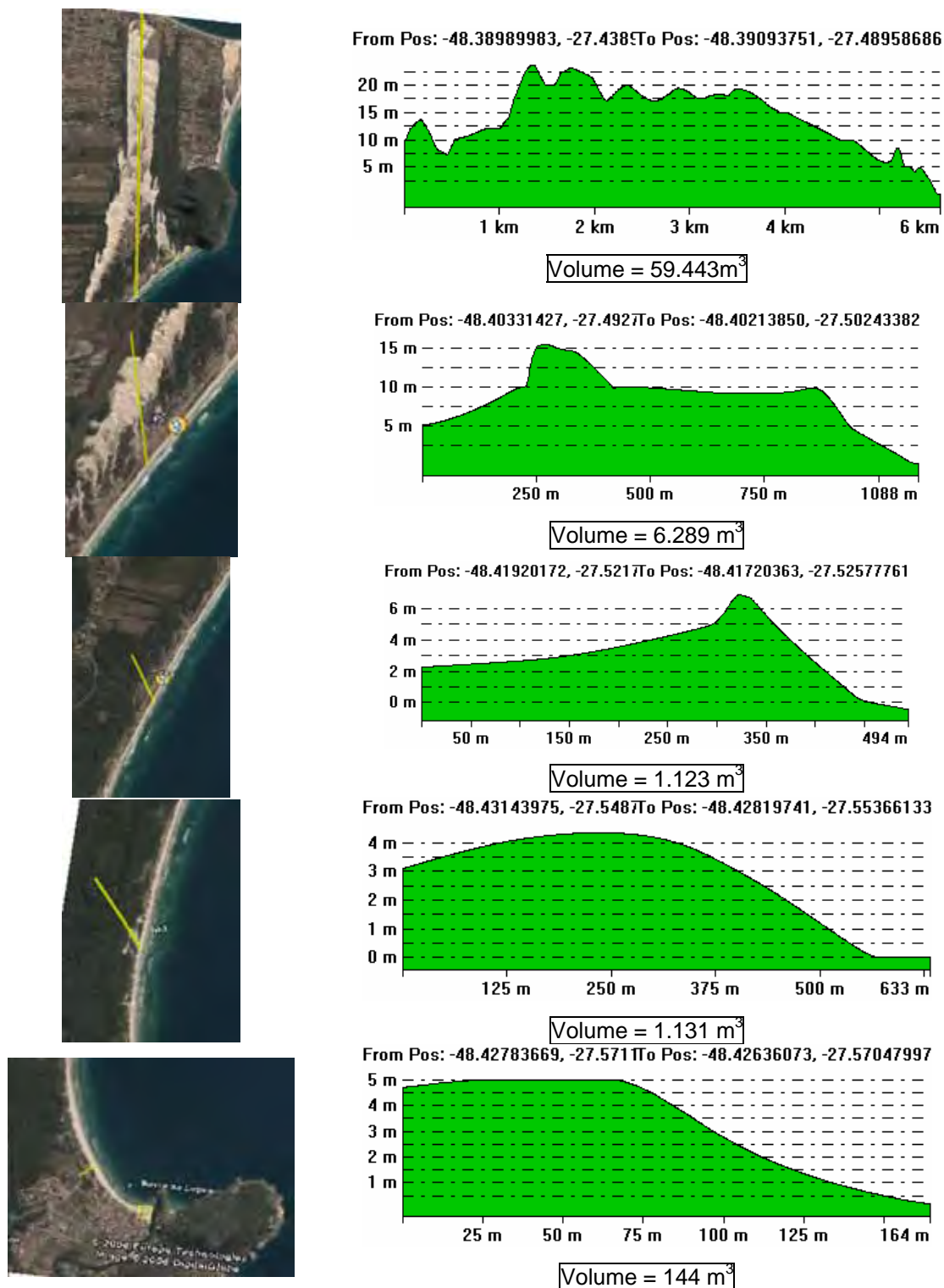


Figura 7.9: (a) Localização das linhas onde foram calculados os volumes de sedimentos holocênicos (b) topografia destas linhas e volume de sedimentos. Note que as imagens em (a) estão em diferentes escalas verticais e horizontais.

Usando a mesma metodologia descrita acima, foi determinado que o volume total de sedimentos do campo de dunas transgressivas na porção norte

da praia é de aproximadamente  $1.604.786 \times 10^8 \text{ m}^3$ . A Figura 7.10 mostra a área utilizada neste cálculo.



Figura 7.10: Área utilizada no cálculo do volume total de sedimentos do campo de dunas transgressivas (Imagem LANDSAT 7, RGB 321).

Com o objetivo de testar a precisão destes cálculos, uma linha topográfica foi medida em campo, próximo à terceira linha da Figura 7.9. Esta linha é mostrada na Figura 7.11. Apesar da baixa resolução dos dados de altimetria, as morfologias da barreira holocênica geradas por estes dados e por medidas de campo deste trabalho, são bastante similares.

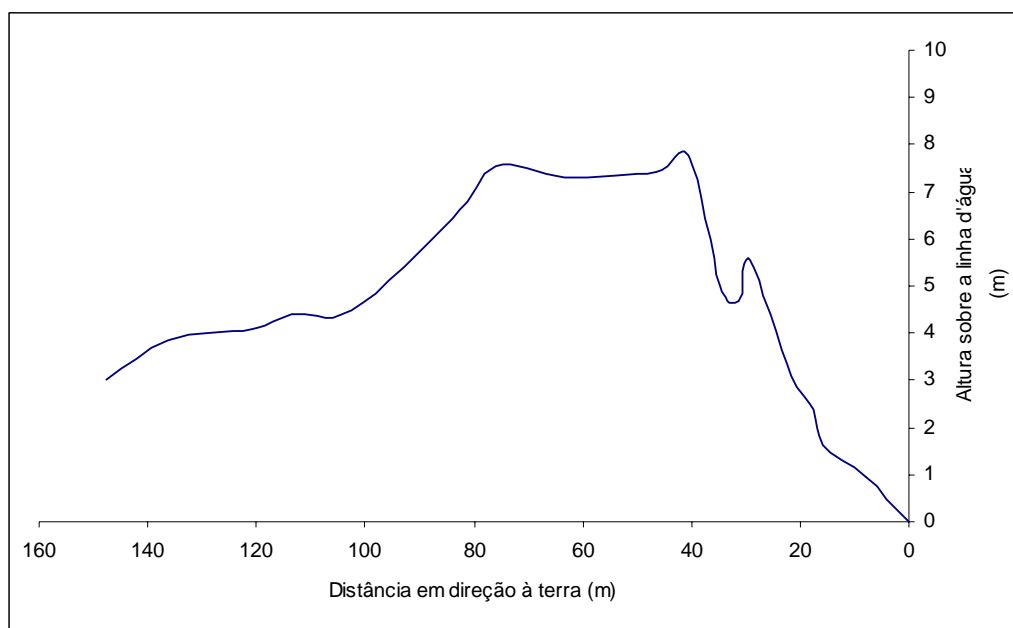


Figura 7.11: Perfil topográfico medido no campo, relativo à terceira linha da Figura 7.9.

#### 7.4.2. Comparação dos volumes holocênicos com os volumes de transporte de sedimentos

Como notado acima, o cálculo dos volumes ao longo da barreira holocênica e obtenção de uma taxa média do aporte sedimentar por ano (i.e. volume holocênico/7.000 anos) permite a comparação destes com os volumes estimados de transporte sedimentar para a praia (Capítulo 3) e com os volumes da duna frontal derivados dos levantamentos topográficos.

A relação entre os volume de sedimentos holocênicos e o volume gerado através dos cálculos de transporte de sedimentos, para as ondas provenientes de sul (ver Capítulo 3), é mostrada na Figura 7.12. Em geral, ambos os parâmetros são relacionados positivamente, com o volume máximo de sedimentos e transporte na porção norte da barreira.

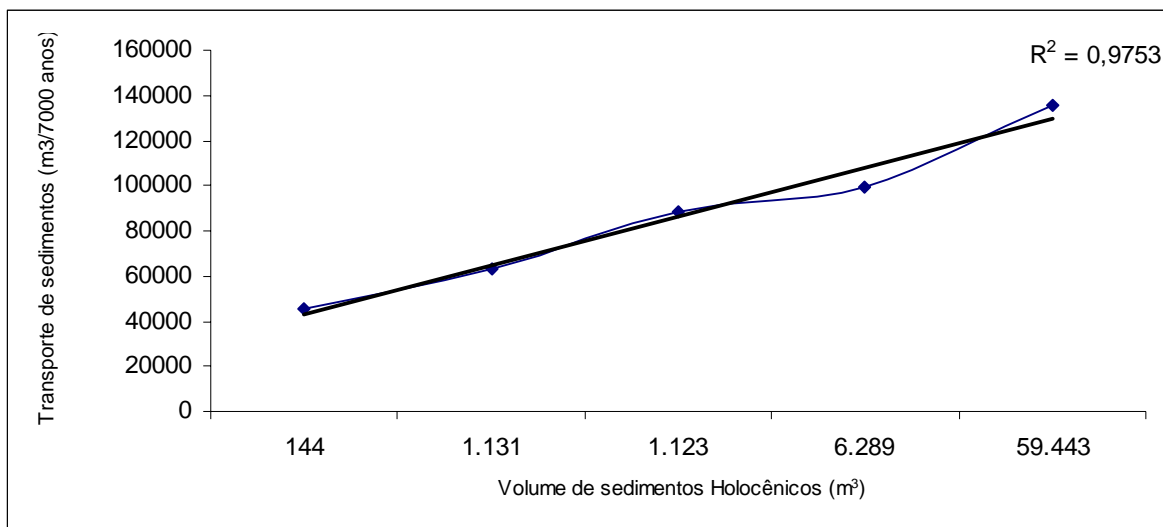


Figura 7.12: Relação entre os volume de sedimentos holocênicos (m<sup>3</sup>) e o volume gerado através dos cálculos de transporte de sedimentos, para as ondas provenientes de sul. A linha azul indica os dados e a preta, a linha de tendência.

Os valores de transporte de sedimentos não são similares ao volume de sedimentos holocênicos, mas ambos mostram a diferença entre os extremos norte e sul da barreira.

#### 7.4.3. Comparação com o volume das dunas frontais

O volume das dunas frontais foi medido entre a crista da duna e o limite (em direção ao mar) da vegetação (Capítulo 2) e multiplicado por 7.000, como uma aproximação do volume total de sedimentos depositados na duna frontal durante o Holoceno. A comparação destes valores (para cada perfil topográfico) com o volume de sedimentos holocênicos (de cada linha) é mostrada na Figura 7.13. Esta mostra que, novamente, o volume de sedimentos da duna frontal é muito maior que o volume holocênico calculado. Entretanto, como mostrado na Figura 7.12, esta ilustra o aumento do volume de sedimentos do sul para o norte da barreira (Figura 7.13).

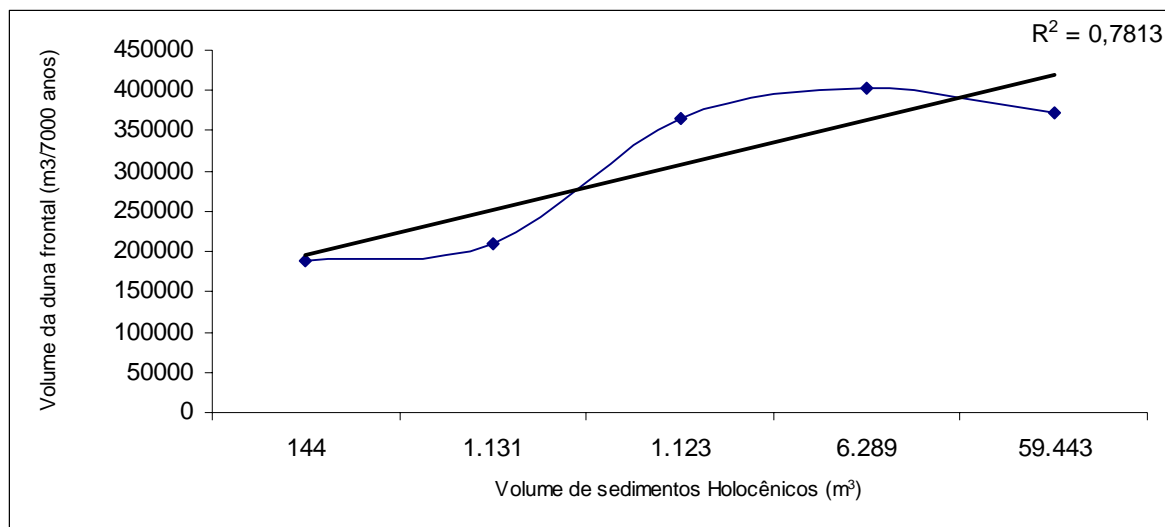


Figura 7.13: Relação entre os volumes holocênicos (m<sup>3</sup>) e os volumes da duna frontal (m<sup>3</sup>/m x 7.000).

O gradiente do volume de sedimentos entre os extremos sul e norte da barreira é observado em ambos os períodos de monitoramento, de curto (1 ano de levantamento de perfis) e longo prazo (altimetria NASA com volume calculado para 7.000 anos). Entretanto, a suposição de que os processos mais recentes (e.g. medidas das variações na duna frontal) poderiam ser extrapolados para o Holoceno, i.e., a afirmação de Short & Hesp (1982) que o potencial de aporte sedimentar para a praia e duna frontal através dos processos ocorrentes na zona de surfe, é maior em praias dissipativas de alta energia, é verdadeira em ambos os períodos de análises. O extremo sul da praia é classificado como dissipativo de baixa energia, recebendo sedimentos mais finos e em menores quantidades a partir da deriva litorânea e apenas uma pequena duna frontal pode ser desenvolvida, embora presente em períodos mais antigos se comparado com o resto do embaçamento (tendo assim um tempo maior para seu desenvolvimento). No extremo norte da barreira, existe um maior potencial de aporte sedimentar e esta possui um maior volume de sedimentos holocênicos. Em seu centro, a zona de surfe da barreira é do tipo intermediário, com potencial de aporte sedimentar moderado e um volume de sedimentos holocênicos também moderado. Estes processos de aporte sedimentar da antepraia para a praia emersa e duna frontal parecem ter diminuído nos últimos 30 anos, o crescimento da vegetação estabilizou a barreira e a duna frontal se desenvolveu ao longo de todo o embaçamento.

## 7.5. Conclusões

A geomorfologia da barreira de Moçambique mostrou mudanças significativas entre 1938 e 2002, como pôde ser observado através da análise das fotografias aéreas e dos mapas geomorfológicos. Entre estas estão:

(1) As fotografias aéreas de 1938 mostram que, com exceção do primeiro quilômetro mais ao sul, onde é observado um pequeno complexo duna frontal/*blowout*, toda a barreira mostra um campo de dunas transgressivas ativo, com barcanas, dunas transversais e algumas parabólicas migrando ao longo e transversalmente à costa. Por volta do 9º km ao norte, a praia é voltada para o sul, diretamente exposta aos ventos transversais à costa provenientes desta direção, e o campo de dunas se expande. Existe um ponto visível no embaçamento, a cerca de 2 km ao norte do promontório sul, onde a migração do campo de dunas se reverte. Ao sul deste ponto, os *blowouts* orientam-se para SW e, ao norte, o campo de dunas é orientado para NE;

(2) Por volta de 1978, a cobertura vegetal aumenta significativamente ao longo do embaçamento. O que era um campo de dunas transgressivas nas fotos aéreas de 1938 e 1956, agora é um complexo vegetado e estabilizado de duna frontal, *blowouts* e lençóis de areia. O campo de dunas transgressivas é menos ativo (mais vegetado) e desconectado da praia por uma ampla (~3km) e vegetada planície de deflação;

(3) O aumento da cobertura vegetal mudou a configuração do campo de dunas ao longo da barreira. Este passou de um campo de dunas transgressivas com dunas parabólicas e transversais ativas, para um sistema mais diverso, como uma única duna frontal e *blowouts* no sul, parabólicas ativas, vegetadas e lençóis de areia no centro e um campo de dunas transgressivas no norte da praia;

(4) As fotografias aéreas de 2002 mostram que a porção mais ao sul do embaçamento contém uma área urbanizada, onde a duna frontal não está mais presente. Por volta de 1 km ao norte, um complexo duna frontal/*blowout*, parcialmente vegetado, é desenvolvido e orientado para SW. A partir deste ponto em direção ao norte, os *blowouts* são orientados para NE (paralelos à linha de costa), a duna frontal é presente e bastante vegetada. Onde a linha de costa volta-se para sul, (~9 km ao norte do promontório sul), os ventos provenientes



desta direção são transversais à costa e um campo de dunas transgressivas é desenvolvido;

(5) A duna frontal é uma feição bastante jovem na barreira holocênica de Moçambique. Com exceção do extremo sul do embaiamento, onde podia ser observada desde fotografias aéreas datadas de períodos mais antigos, a duna frontal começou a ser visível apenas a partir de 1978;

O volume de sedimentos holocênicos varia ao longo do embaiamento, aumentando em direção ao norte, entre  $144 \text{ m}^3$  no extremo sul e  $59.443 \text{ m}^3$  no extremo norte. Os valores de transporte de sedimentos, calculados para as ondas provenientes de sul, são uma ordem de magnitude maiores, mas os dados mostram que existem diferenças entre os extremos sul e norte da barreira. O mesmo ocorre quando comparados os volumes de sedimentos holocênicos e 1 ano de variações volumétricas da duna frontal.

O gradiente no volume de sedimentos de sul para norte é observado para ambos os períodos de análises, de curto e longo prazo. Assim, a suposição de que os tipos morfodinâmicos de praia/zona de surfe e potencial de transporte de sedimentos para a praia e duna frontal, é verdadeira tanto para o período de 1 ano de análise da duna frontal, quanto para o Holoceno. Entretanto, o processo de aporte sedimentar da antepraia para a praia emersa parece ter diminuído nos últimos 30 anos.

---

## **CAPÍTULO 8 – PROPOSTA DE UM MODELO DE MORFODINÂMICA PRAIA/DUNA PARA A PRAIA DE MOÇAMBIQUE**

---

### **8.1. Introdução**

Este capítulo revisará as principais conclusões obtidas nos capítulos anteriores e discutirá como os fatores e processos geológicos, oceanográficos e climáticos investigados neste estudo, operam na praia de Moçambique. O objetivo aqui é o de identificar qual fator (ou fatores) é o maior responsável no controle das interações entre praia e duna em uma praia de enseada como a de Moçambique. A integração destes fatores controladores gerou um modelo conceitual que pode ser estendido para as praias localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina.

Ainda, este capítulo apresentará as considerações finais deste estudo e algumas sugestões para futuros trabalhos.

### **8.2. Fatores controladores das interações praia e duna: Testes dos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) e Short & Hesp (1982) na praia de Moçambique**

Alguns fatores tais como aporte e balanço sedimentar, exposição aos ventos e às ondas, transporte de sedimentos, tipo morfodinâmico de praia e zona de surfe, e vegetação são citados na literatura como os principais controles das interações entre a praia e a duna. Estes fatores e suas potenciais influências em Moçambique serão discutidos. A aplicação dos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) e de Short & Hesp (1982) na praia de Moçambique pôde ser realizada através dos dados obtidos por este estudo e promoverá a discussão sobre a importância relativa destes fatores nas interações praia/duna.

#### **8.2.1. Aporte e balanço sedimentar**

Como pode ser observado no Capítulo 4, o padrão do balanço sedimentar da praia e da duna frontal, durante o ano em que os perfis topográficos foram monitorados, mostra que a duna frontal pode estar em balanço sedimentar negativo enquanto que a praia está em balanço positivo e/ou negativo. Entretanto,

os valores positivos de balanço sedimentar da duna frontal foram observados somente quando a praia estava em balanço sedimentar negativo ou em equilíbrio.

O aporte sedimentar é um fator importante e que afeta as interações praia/duna, como afirmado por Psuty (1986, 1988, 2004). Moçambique é uma praia de enseada, um sistema em que o modelo de Psuty (2004) não foi testado e que representa uma grande parte dos sistemas costeiros mundiais. O diagrama esquemático de Psuty (2004) (Figura 1.21 - Capítulos 1 e 8.1) indica uma fonte pontual de sedimentos como um sistema fluvial, e uma progressão, no sentido da corrente, entre *foredune ridges* (indicado pelo número 1 na figura 8.1 e originalmente chamado por Psuty (2004) de “*beach ridges*” nas versões anteriores do seu modelo), parabólicas (3) e lençóis de areia/*washover* (4) com um gradiente no aporte sedimentar, o qual decresce em direção à corrente para a praia e aumenta para a duna frontal, até alcançar um ponto em que os sedimentos não estão disponíveis em ambos os sistemas. A figura 8.1 mostra a aplicação deste diagrama esquemático nos modelos anteriores de Psuty (2004), mostrando onde as morfologias da duna (Psuty, 2004) seriam observadas nos diagramas de balanço de sedimentos (Psuty, 1988; 1992).

A relação entre o estudo de caso de Psuty (2004) e uma praia de enseada como Moçambique, estaria no fato de que ambos possuem gradientes no aporte sedimentar. A diferença é que em uma praia de enseada, existe um *aumento* progressivo do aporte sedimentar na direção da corrente, especialmente em praias de enseada em equilíbrio dinâmico como a de Moçambique (Klein *et al.*, 2002; Miot da Silva, 2002), com transporte longitudinal de sedimentos ativo a partir da porção protegida em direção à porção exposta da praia (Silvester, 1974; Hsu *et al.*, 1989b; Silvester & Hsu, 1993). Esta tendência do transporte de sedimentos foi confirmada na praia de Moçambique (Capítulo 3). A partir da análise dos diagramas de refração das ondas, foi possível concluir que quando as ondas provenientes de sul-sudeste ( $170^{\circ}$ ) estão incidindo na costa, a energia aumenta de sul para norte. Estas ondas são as mais frequentes e energéticas, e produzem uma deriva litorânea em direção ao norte, com uma suave reversão desta direção em torno do perfil 1, onde o transporte de sedimentos é em direção ao sul. O transporte máximo de sedimentos ocorre em torno dos perfis 6 e 7 e o mínimo, em torno do perfil 2.

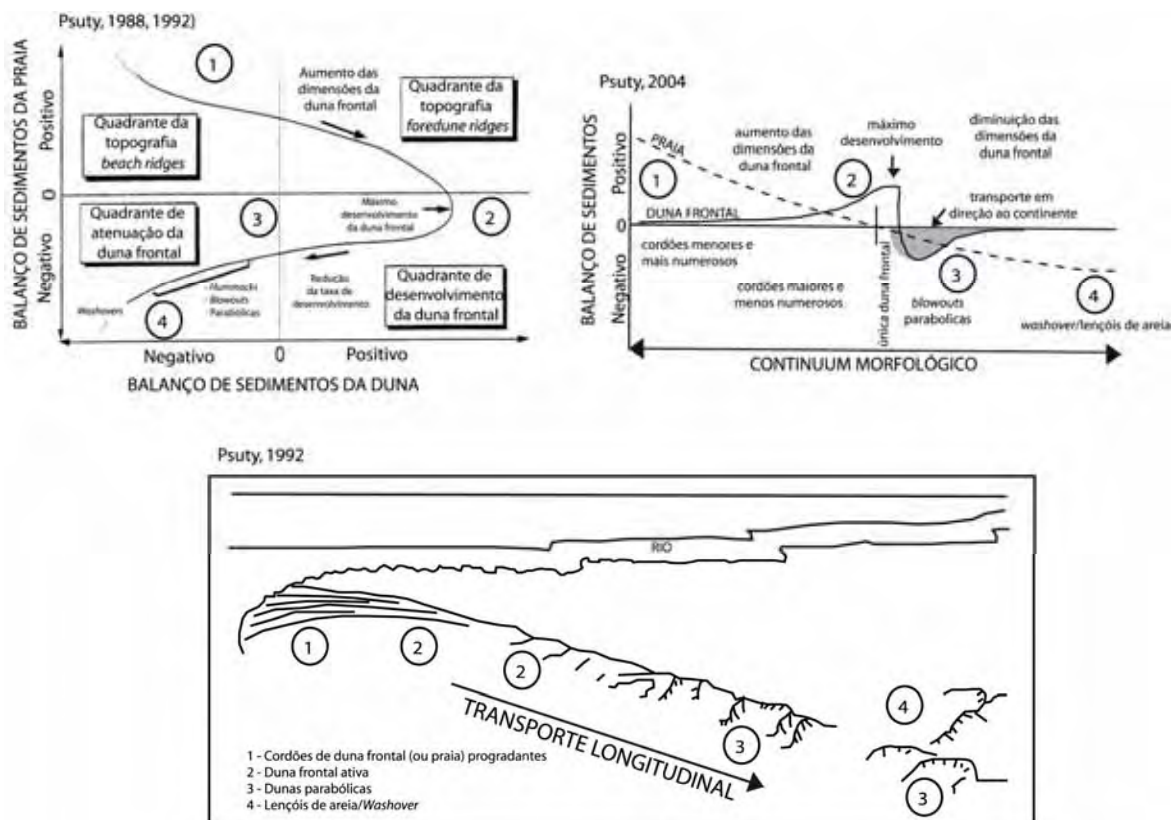


Figura 8.1: Desenvolvimento morfológico das dunas e da duna frontal, de acordo com o gradiente no aporte longitudinal de sedimentos (modificado de Psuty, 1988; 1992; 2004). Os números indicam as morfologias das dunas e onde estas estariam localizadas nos diagramas de balanço sedimentar da praia e da duna.

O conceito de balanço de sedimentos dos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) pode ser aplicado na praia de Moçambique em certo grau, de acordo com o seguinte:

- Durante o período dos levantamentos (1 ano), na porção sul do embaiamento (perfil 2), a praia e a duna frontal apresentaram um balanço negativo de sedimentos. Esta situação estaria relacionada ao modelo de Psuty (2004), onde lençóis de areia e *washovers* seriam desenvolvidos, devido ao balanço negativo de sedimentos em ambos os sistemas. Entretanto, em Moçambique existe uma pequena duna frontal nesta parte do embaiamento, observada desde as fotografias aéreas mais antigas, indicando que a médio prazo (~65 anos) o balanço de sedimentos da duna frontal é limitado, mas positivo;
- No perfil seguinte em direção ao norte, durante os levantamentos, a praia mostrou um balanço de sedimentos positivo e a duna frontal, negativa. Se relacionado com o modelo esquemático do sistema fluvial de Psuty (2004) (Figura 8.1), a morfologia resultante seria de desenvolvimento de *beach ridges* mas o que

é observado nesta porção da praia de Moçambique são uma única duna frontal e *blowouts*. Nas fotos mais antigas (1938 e 1956), quando a vegetação ainda estava ausente, esta parte da praia era caracterizada por um estreito campo de dunas transgressivos com dunas transversais e sub-parabólicas migrando em direção ao norte, sob a influência dos ventos de sul (o que significa que as dunas estavam em um provável balanço positivo de sedimentos);

- No meio da praia, nos perfis 4 e 5, a praia intensifica seu balanço negativo de sedimentos enquanto que a duna frontal aumenta o seu balanço positivo. Em ambos os casos, uma duna frontal estável é bem desenvolvida neste setor da praia, em concordância com o sugerido por Psuty (2004) (Figura 8.1). Entretanto, nas fotografias mais antigas de 1938 e 1956, pode ser observado que o campo de dunas se expande entre 500 e 650 m de largura e as dunas estão orientadas obliquamente em relação à costa, estendendo-se até a praia;

- A porção norte do embaiamento é o local onde a duna frontal tem o seu balanço de sedimentos mais positivo, enquanto que a praia está em balanço. O modelo de Psuty (2004) sugere que, neste caso, a duna frontal cresceria verticalmente (*in situ*), mas o que produzido na praia de Moçambique é uma duna frontal bem desenvolvida com um amplo campo de dunas transgressivas em sua retaguarda. Nas fotografias aéreas mais antigas, a duna frontal não estava presente na porção norte do embaiamento e o campo de dunas transgressivas estava conectado na praia. No modelo de Psuty (2004) (Figura 8.1), o campo de dunas transgressivas seria desenvolvido onde o balanço de sedimentos da praia e da duna frontal são negativos, envolvendo transgressão da costa e desenvolvimento de dunas secundárias, distintas dos processos costeiros.

O modelo de Psuty (1992, 2004) estimaria o desenvolvimento de lençóis de areia e *washovers* no sul e desenvolvimento de cordões de dunas frontais (*foredune ridge*) no norte do embaiamento. Moçambique demonstra um aumento no aporte sedimentar da praia e da duna frontal em direção ao norte, e o desenvolvimento ao longo da costa entre uma única duna frontal, passando por dunas transversais/parabólicas até uma desenvolvida duna frontal com um campo de dunas transversais em sua retaguarda. O modelo de Psuty (2004) sugere que o desenvolvimento de dunas parabólicas e *blowouts* seria favorecido onde o balanço de sedimentos da praia e da duna frontal são negativos. Porém, na praia

de Moçambique, esta situação ocorre em torno do perfil 5, onde a praia é negativa e a duna é positiva. Neste caso, estas morfologias são resultados da alta mobilidade praial e dos fortes ventos transversais e longitudinais à costa, favorecendo estas formas erosivas.

A partir da análise das fotografias aéreas é possível observar que a duna frontal estava desenvolvida desde cerca de 1978, ao longo de todo o embaçamento. Neste caso, o balanço de sedimentos da duna frontal é positivo e existe um transporte resultante de sedimentos da praia para a duna frontal, especialmente favorecido pelos ventos que sopram transversal e longitudinalmente à costa. Em curto prazo, i.e., durante o ano de levantamentos, a duna frontal na porção sul da praia esteve em balanço negativo de sedimentos, sendo positivo apenas ao norte do perfil 4. Claramente, a aplicação do modelo de Psuty (1988, 2004) em diferentes escalas temporais (1 ano, 60 ou 6.000 anos) é um problema sobre qual o autor não discute, porém, a praia de Moçambique indica que a escala temporal deveria ser definitivamente considerada.

No modelo de Psuty (1988, 1992, 2004), o único fator que é considerado é o balanço de sedimentos da praia e da duna frontal. Este não considera as características da praia, tais como mobilidade, largura e tipo morfodinâmico. A seguir, estas variáveis serão examinadas a partir do estudo da aplicabilidade do modelo de Short & Hesp (1982) na praia de Moçambique.

#### 8.2.2. Largura da praia, mobilidade e tipo morfodinâmico da praia e da zona de surfe

É reconhecido que na área entre o sul da Ilha de Santa Catarina e o Cabo de Santa Marta, a deriva litorânea é predominantemente em direção ao norte, determinada pela ação das ondas de sudeste (Giannini, 1993; Müehe, 1998). Isto pode ser estendido para a praia de Moçambique, já que as ondas prevaescentes de sul-sudeste produzem uma deriva litorânea e transporte de sedimentos em direção ao norte. Existe uma reversão desta tendência no extremo sul da baía, onde o sedimento é transportado em direção ao sul (Capítulo 3). A direção resultante da deriva litorânea também é evidenciada pelo aumento do volume de sedimentos holocênicos do sul para o norte (Capítulo 7). Os resultados relacionados ao transporte de sedimentos mostram que este aumenta em direção

ao norte, mas a variação do tamanho de grão ao longo da costa pode produzir uma interpretação distinta: a energia requerida para mover o sedimento mais grosso, localizado no meio da praia, é muito maior que a energia necessária para mover os sedimentos finos em ambas as suas extremidades. Quando utilizando-se um mesmo tamanho de grão para os cálculos do transporte de sedimentos de toda a praia, seja este fino ou grosso, este transporte será maior na porção central do embaiamento.

A largura da praia aumenta em direção ao norte, enquanto que sua mobilidade alcança seu máximo no meio da praia. Os perfis localizados nas porções sul e norte do embaiamento são bastante similares em relação ao tamanho de grão, gradiente e estabilidade praial, sendo primariamente dissipativos. No meio da praia, o sedimento é mais grosso, a praia é mais estreita, íngreme e menos estável (mais móvel) e do tipo morfodinâmico intermediário.

A partir da aplicação do parâmetro adimensional  $\Omega$  na praia de Moçambique (Capítulo 4), foi possível determinar que no sul, a praia é dissipativa de baixa energia (no perfil 1), *rhythmic bar and beach* (no perfil 2); em sua porção central, a praia é intermediária, normalmente variando entre *crescentic bar and rip* a *rhythmic bar and rip* e na porção norte do embaiamento (perfis 6 e 7), a praia é *longshore bar-trough*.

A largura da praia e a mobilidade estão inseridas no conceito de morfodinâmica: praias dissipativas tendem a ser mais amplas e estáveis que praias intermediárias, as quais são mais estreitas e instáveis.

É possível relacionar o desenvolvimento da duna frontal com o tipo morfodinâmico da praia e mobilidade (Short & Hesp, 1982). A praia de Moçambique segue a mesma tendência sugerida por Hesp (1982, 1988) e Short & Hesp (1982), ou seja, com o aumento da energia de onda e do transporte de sedimentos, aumenta o desenvolvimento da duna frontal, de acordo com o seguinte:

- No extremo sul da praia, a areia é fina, a praia é dissipativa, de baixa energia (das ondas e dos ventos) e o transporte de sedimentos é baixo, desenvolvendo uma duna frontal com baixo volume de sedimentos;
- No centro do embaiamento, a areia é grossa, a praia é intermediária de baixa energia e o desenvolvimento da duna frontal é moderado;

- No extremo norte, a areia é novamente fina, a praia é do tipo intermediária/dissipativa de alta energia e o transporte de sedimentos é alto, com um desenvolvimento máximo da duna frontal.

O modelo de Short & Hesp (1984) considera que existe um aporte sedimentar mínimo disponível para o seu funcionamento, o que pode ser verdadeiro para as praias do sudeste Australiano, onde o modelo foi desenvolvido. A variação do aporte sedimentar, considerada nos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) e ocorrente na praia de Moçambique, pode ser incorporada no modelo de Short & Hesp (1982) pela variação morfodinâmica ao longo da costa. O maior potencial de aporte sedimentar está na porção norte da praia, pela combinação do acúmulo de sedimentos transportados pelas ondas de sul e das características dissipativas da praia, tais como amplas zona de surfe e praia subaérea e baixa mobilidade, favorecendo a deposição dos sedimentos na barreira, em ambas as análises de curto e longo prazo. No meio do embaiamento, a praia é intermediária e o desenvolvimento da duna frontal é moderado. No extremo sul da praia, as características dissipativas e de baixo aporte sedimentar produzem uma duna frontal de pequenas dimensões.

### 8.2.3. Ventos

Foi concluído no Capítulo 5 que os ventos provenientes de sul são prevalescentes, dominantes e transversais à costa na porção norte da praia. Os ventos de nordeste são os segundos mais freqüentes e transversais à costa na porção sul do embaiamento, porém mais fracos que os ventos de sul.

É possível afirmar que o desenvolvimento resultante da duna frontal e os potenciais de deriva dos ventos durante o período dos levantamentos (1 ano), na praia de Moçambique, estão intimamente relacionados. Ainda, considerando a evolução da praia a longo prazo, é possível concluir que a duna frontal é melhor desenvolvida na sua porção norte, refletindo o padrão dos ventos de sul.

No extremo sul do embaiamento, apesar da praia ter maior largura que no seu centro, o aporte de sedimentos é limitado e apenas uma pequena porcentagem dos ventos transversais à costa estão acima da velocidade mínima necessária para o transporte dos sedimentos. Sendo assim, o tamanho e volume de sedimentos da duna frontal é mínimo. No meio do embaiamento, a energia das



ondas requerida para o transporte dos sedimentos grossos é máxima, favorecendo o contínuo transporte dos sedimentos finos para o norte da praia. O nível de deposição de sedimentos finos no centro da praia é provavelmente bastante baixo, mas a duna frontal tem um desenvolvimento moderado devido à exposição aos fortes ventos transversais e oblíquos à costa. A combinação entre alta dissipação de energia e largura da praia, máximo aporte de sedimentos e alta exposição aos ventos de alta intensidade e transversais à costa é encontrada na porção norte do embaçamento.

#### 8.2.4. Vegetação

O aumento da cobertura vegetal na barreira arenosa de Moçambique ocorreu recentemente, começando a ser perceptível a partir das fotografias aéreas de 1978. A vegetação reflete os processos da praia e da zona de surfe e pode variar de acordo com a exposição da praia à energia das ondas e dos ventos (Capítulo 6).

A cobertura da vegetação na duna frontal diminui do sul para o norte do embaçamento, possivelmente refletindo o aumento da exposição aos ventos e às ondas. A exceção à esta tendência está no perfil 6, o qual mostra uma maior densidade vegetal devido à alta dominância das espécies que toleram níveis altos de *spray* salino e de deposição de sedimentos.

Existe uma diversidade de espécies relativamente maior no meio da praia, se comparada com os perfis localizados no extremo norte do embaçamento. Neste local, o tipo morfodinâmico da praia é dissipativo/intermediário, com maior número de quebra de ondas, potencial de aporte de sedimentos e *spray* salino. No meio da praia, o tipo morfodinâmico da zona de surfe é intermediário, com menor número de quebra de ondas e níveis de *spray* salino, talvez assim favorecendo o aumento da diversidade da vegetação. No perfil 2, o maior valor de diversidade é atribuído à baixa energia de onda, aporte sedimentar limitado e perturbação antrópica.

Foi possível verificar uma distinção entre os setores da praia onde diferentes espécies são dominantes. Na área de menor energia da praia (perfis 2 e 3), *Ipomoea pes-caprae* domina e nos perfis mais expostos à energia das ondas

e dos ventos, deposição de sedimentos e *spray* salino (perfis 4 a 7) *Spartina cillata* e *Scaevola plumieri* são as espécies dominantes.

### 8.3. Um modelo conceitual de interações praia e duna

Os fatores esclarecidos acima estão entre os mais comumente citados na literatura como sendo importantes componentes das interações entre a praia e a duna. Desta forma, estes foram testados em um sistema complexo como a praia de Moçambique, em um esforço para entender como poderiam funcionar conjuntamente e examinar a possível dominância de um destes fatores.

A Figura 8.2 é um resumo destes fatores, os quais são geralmente tratados separadamente na literatura. Entretanto, na praia de Moçambique, eles agem em conjunto e variam ao longo do embaçamento, devido principalmente à variações na orientação da linha de costa. Esta é aqui considerada com um fator controlador (ou forçante) da variação ao longo da costa da exposição aos ventos (incidindo na costa, transversal, longitudinalmente ou soprando em direção ao mar), velocidade do vento, energia das ondas (ambos variam devido à variações na exposição da costa) , tipos morfodinâmicos de praia e zona de surfe, potencial de aporte de sedimentos a partir da deriva litorânea e da praia e conseqüentemente maiores volumes de sedimentos e desenvolvimento holocênico da barreira (Figura 8.2).

A partir dos dados obtidos neste trabalho, é possível argumentar que os sedimentos são potencialmente aportados da praia para a duna frontal pelos processos da praia e da zona de surfe, conforme o sugerido pelo modelo de Short & Hesp (1982). A relação entre os balanços sedimentares da praia e da duna frontal, como o proposto nos modelos de Psuty (1988, 1992, 2004) estaria em concordância com o observado em Moçambique até certo ponto. Na verdade, este seria mais adequadamente aplicado na região da praia onde esta possui um balanço de sedimentos levemente negativo e a duna frontal, levemente positiva. Entretanto, devido à incerteza de qual a escala temporal mais apropriada para aplicação do modelo e ao fato de que este não foi desenvolvido para praias de enseada como a de Moçambique, sua aplicação neste sistema não é possível. Além disso, outros fatores como variações morfodinâmicas da praia e da zona de surfe, aporte sedimentar e exposição aos ventos, representam uma melhor

explicação para o desenvolvimento das dunas e da barreira, e não somente o balanço de sedimentos (Figura 8.2).

A vegetação é melhor definida como uma consequência destes processos do que uma causa. Esta indica os setores da praia que possuem maior ou menor aporte sedimentar, maior energia das ondas e dos ventos, mobilidade. A densidade da cobertura vegetal, o número de espécies e a diversidade serão controlados pelos processos ocorrentes na praia e aporte de sedimentos eólicos (Figura 8.2).

O comportamento morfológico dos perfis da duna frontal reflete ambos os processos da praia e da zona de surfe e principalmente a exposição à energia dos ventos de sul e transporte eólico de sedimentos. O aporte de sedimentos é um fator importante mas não pode controlar este desenvolvimento isoladamente (como sugerido nos modelos de Psuty, 1988; 1992; 2004) pois se os ventos não possuem velocidade suficiente para o transporte de sedimentos, não pode haver desenvolvimento de dunas. Se o vento é longitudinal à costa, os campos de dunas transgressivas são estreitos, onde o vento sopra transversalmente à costa, as dunas são mais amplas e longas, como o demonstrado em Moçambique.

Concluindo, a orientação da linha de costa e a exposição aos ventos prevaescentes são os fatores mais críticos das interações praia e duna em Moçambique. O sedimento que é aportado da plataforma para a praia pelos processos da zona de surfe também é importante, mas o vento irá controlar onde o campo de dunas será desenvolvido e a quantidade de sedimentos que serão efetivamente parte do sistema de dunas. Por exemplo, na praia de Moçambique, o estado morfodinâmico dissipativo é observado em ambos os seus extremos, mas o maior volume de sedimentos nas dunas é encontrado na porção norte, onde os ventos são intensos e incidem transversalmente à costa. Na porção sul, existe potencialmente um menor aporte de sedimentos em direção à praia (embora isto não seja completamente elucidado no modelo de Short & Hesp, 1982) e a costa não é exposta aos ventos mais fortes e prevaescentes e conseqüentemente, o desenvolvimento do sistemas de dunas é restrito.



Figura 8.2: Um modelo conceitual de interações praia e duna na praia de Moçambique.



#### 8.4. Aplicação nas praias ao sul da Ilha de Santa Catarina

Existe um número significativo de praias de enseada localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina. Muitas destas mostram variações longitudinais no desenvolvimento das dunas com amplos campos de dunas presentes na porção sul dos embaixamentos. A deriva litorânea é em direção ao norte (Giannini, 1993; Müehe, 1998) mas os campos de dunas migram para o sul, sob a influência dos ventos de NE, quase opostamente aos campos de dunas da Ilha de Santa Catarina (Anexo 1). Assim, é possível testar o modelo conceitual proposto acima pela aplicação deste nestas praias do sul do Estado de SC (Figura 8.3).

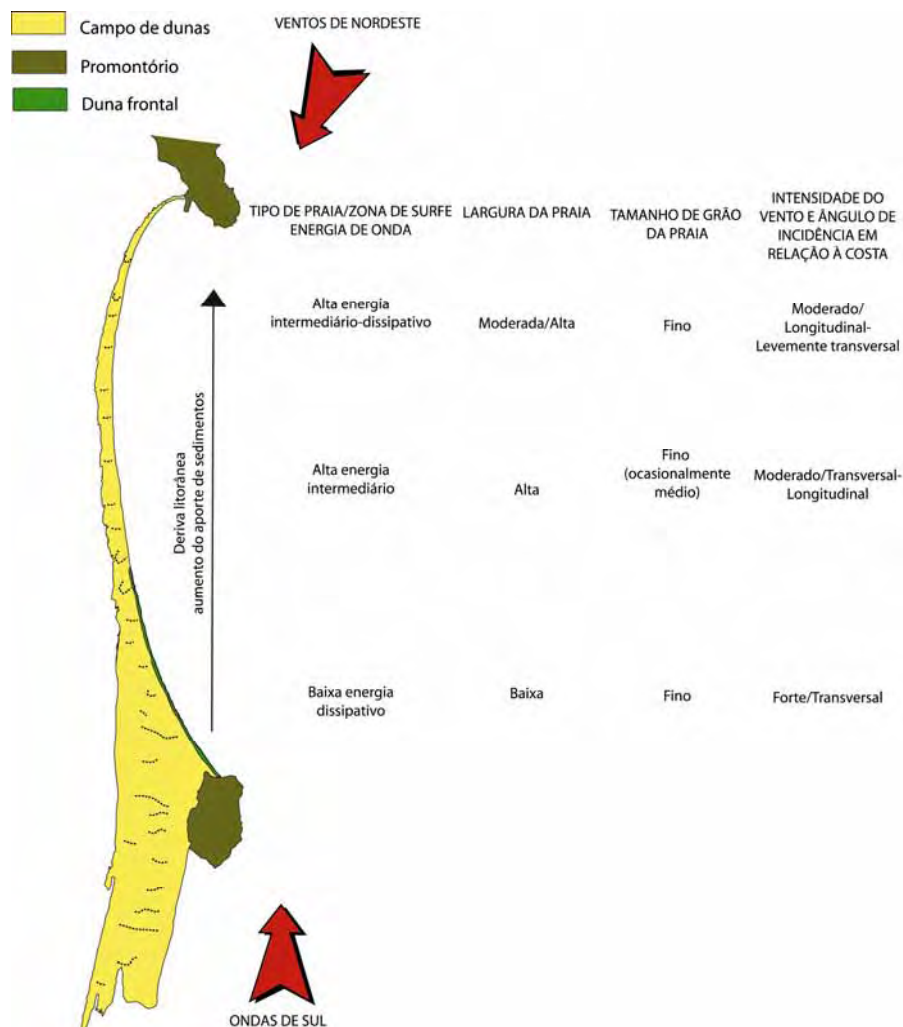


Figura 8.3: Aplicação do modelo conceitual desenvolvido para a praia de Moçambique nas praias localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina.

Assim como na praia de Moçambique, o sedimento é acumulado na porção norte destas praias devido à ação da deriva litorânea, mas estes sedimentos são retrabalhados e transportados em direção ao sul pelos ventos prevaescentes de nordeste. Em Moçambique, o campo de dunas transgressivas é desenvolvido na porção norte (e a duna frontal é melhor desenvolvida) devido à combinação entre o aporte de sedimentos e prevaescência dos ventos de sul, transversais à costa. Comparando os dois sistemas praias, é possível dizer que o vento é um fator mais importante que o aporte de sedimentos, já que este transporta os sedimentos para o sul do embaimento, desenvolvendo um campo de dunas na direção SW. A praia tem a maior largura na sua porção centro-norte, devido à acumulação de sedimentos que são transportados pela deriva, combinados com aqueles que estão em movimento ao longo do pós praia em direção ao sul, transportados pelo vento de NE (Figura 8.4). O campo de dunas é então desenvolvido no extremo sul do embaimento.



Figura 8.4: Sedimentos sendo transportados ao longo do pós praia em direção ao sul, pelo vento prevaescente de nordeste. Exemplo da praia do Ji, localizada à aproximadamente 120 km ao sul da Ilha de Santa Catarina.

Com base nas conclusões acima, poderia ser discutido que se uma praia possui um mesmo tamanho de grão ao longo de sua extensão, esta mostraria uma variação longitudinal no estado morfodinâmico da praia e da zona de surfe que seria similar ao da praia de Moçambique, ou seja, entre dois extremos

dissipativos, de baixa energia no sul e de alta energia no norte da praia, sendo que o maior aporte de sedimentos seria no extremo dissipativo de alta energia. Apesar disto, se o vento sopra em direção ao extremo da praia de baixa energia, seria possível observar uma reversão do modelo de Short & Hesp (1982), com um campo de dunas melhor desenvolvido na retaguarda da zona de baixa energia.

De fato, as praias localizadas no sul do Estado de Santa Catarina são comumente compostas por um tamanho de grão relativamente uniforme - areia fina (Giannini, 1993; Miot da Silva, 2002) e as variações morfodinâmicas são controladas pelas diferentes exposições à energia das ondas, de baixa energia no sul e alta energia no norte do embaçamento. Entretanto, os ventos prevaescentes sopram de nordeste e o campo de dunas migra para o sul. Assim, o que pode ser observado é um campo de dunas transgressivas na retaguarda do extremo de baixa energia da praia (Figura 8.3).

Em geral, a orientação da linha de costa controla as interações praia/duna, já que em sistemas praias como o de Moçambique, foi provado que a mudança na orientação muda a exposição da costa aos outros fatores (ângulo de incidência dos ventos em relação à costa, energia das ondas e aporte de sedimentos) os quais controlam o transporte de sedimentos da praia para a duna frontal e a conseqüente morfologia da barreira. A partir da Figura 8.2, é possível observar a integração destas variáveis e perceber o funcionamento destas em conjunto. Os processos da praia e da zona de surfe potencialmente transportam os sedimentos para a praia, como sugerido pelo modelo de Short & Hesp (1982), mas a ação eólica é crítica, distribuindo estes sedimentos ao longo da praia e desenvolvendo o campo de dunas. Um teste desta afirmação foi realizado pela análise das praias localizadas ao sul da Ilha de Santa Catarina.

Estas praias possuem uma variação morfodinâmica ao longo da costa bastante similar à de Moçambique, ou seja, entre um extremo dissipativo/intermediário de baixa energia ao sul e um extremo dissipativo de alta energia, ao norte. Esta variação é controlada pelas diferentes exposições ao longo da costa à energia das ondas devido à sua orientação. Os ventos prevaescentes sopram de nordeste, desenvolvendo os sistemas de dunas com maiores dimensões e volumes de sedimentos na porção sul da praia,



demonstrando que as maiores variáveis controladoras são a orientação da linha de costa e a direção dos ventos prevalecentes.

### 8.5. Sugestões para futuros trabalhos

Foi possível observar que a orientação da linha de costa é um fator bastante importante e que modifica algumas das relações descritas por Short & Hesp (1982) e Psuty (1982). A orientação da praia de Moçambique em relação aos ventos predominantes muda significativamente ao longo de sua extensão, afetando a energia eólica, o aporte de sedimentos, o desenvolvimento e a dinâmica da duna frontal.

Entretanto, alguns aspectos não foram possíveis de serem tratados neste trabalho, sendo sugeridos para pesquisa futura, tais como:

- Testar o modelo proposto em outros sistemas praias;
- Medir as correntes na zona de surfe no sul de Santa Catarina e analisar (i) qual o balanço entre o transporte de sedimentos em direção ao norte produzido pela deriva litorânea e o transporte eólico de sedimentos em direção ao sul produzido pelos ventos de nordeste e (ii) quais são os valores reais de transporte de sedimentos, comparados com os valores potenciais originados pelas equações propostas pelo CERC;
- Realizar uma modelagem computacional e analisar a distribuição da energia das ondas e o transporte de sedimentos, a fim de comparar estes resultados com aqueles obtidos pelo uso das equações propostas pelo CERC;
- Examinar a distribuição dos minerais pesados e verificar se esta distribuição é concordante com o transporte de sedimentos calculado, a partir do índice ZTR;
- Obter dados de longo prazo de ondas e de ventos e relacionar as variações no transporte de sedimentos com o desenvolvimento das dunas e eventos de *El Niño*;
- Analisar as variações da linha de costa de médio prazo (~últimos 100 anos) e detectar pontos de maior erosão ou progradação na praia de Moçambique a partir de análises em um Sistema de Informações Geográficas (SIG);

- Realizar um programa de furos de sondagem e obter datações da barreira por OSL (*Optically Stimulated Thermoluminescence*) e por  $^{14}\text{C}$ , e examinar a idade e a evolução do sistema.

---

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Abreu, J.G.N. 1998. **Contribuição à sedimentologia da plataforma continental interna de Santa Catarina entre a Foz do Rio Tijucas e Itapocu**. Rio de Janeiro. 64p. Dissertação de Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense.
- Abreu de Castilhos, J. 1995. **Estudo Evolutivo, Sedimentológico e Morfodinâmico da Praia da Armação – Ilha de Santa Catarina, SC**. Florianópolis. 133p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Alves, J.H.F.M. 1996. **Refração do espectro de ondas oceânicas em águas rasas: aplicações à região costeira de São Francisco do Sul, SC**. Florianópolis. 89p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental, CPGEA, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Angulo, R.J.; Lessa, G.C. & Souza, M.C. 2006. A Critical Review of Mid- to Late Holocene Sea-Level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. **Quaternary Science Rev.**, **25**: 486-506.
- Araujo, C.E.S.; Franco, D.; Melo F<sup>o</sup>., E. & Pimenta, F. 2003. Wave regime characteristics of southern brazilian coast. In 6<sup>a</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES, COPEDEC, 2003. Colombo, Sri Lanka, Paper No.97, 15p. (Publicado em CD).
- Araújo D.S.D. & Lacerda, L.D. 1987. A natureza das restingas. **Ciênc. Hoje**, **6**:42-48.
- Arens, S.M. & Wiersma, J. 1994. The Dutch foredunes: inventory and classification. **Journal of Coastal Research**, **10**:189-202.
- Arens, S.M, Van Kaam-Peters, H.M.E. & Van Boxel, J.H. 1995. Air flow over foredunes and implications for sand transport. **Earth Surf. Process. Landforms**, **20**:315-332.
- Arens, S.M. 1996. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. **Geomorphology**, **17**:339-350.
- Arens, S. M. 1997. Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden Island. **Journal of coastal conservation** **3**: 49-56.
- Arens, S. M.; Baas, A.C.W.; Van Boxel, J.H. & Kalkman, C. 2001. Influence of reed stem density on foredune development. **Earth Surf. Process. Landforms** **26**: 1161-1176.
- Baba, J & Komar, P.D. 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. **Journal of Sedimentary Petrology**, **51** (2): 631-640.
- Bagnold, R.A. 1941. **The physics of blown sand and desert dunes**. 2<sup>a</sup> ed. Methuen & Co., London.
- Bagnold, R.A. 1954. **The physics of blown sand and desert dunes**. 1<sup>a</sup> ed. London, Methuen.
- Bailard, J.A. 1981. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. **Journal of Geophysical Research**, **86** (11): 10938–10954.
- Bascom, W.N. 1951. The relationship between sand-size and beach face slope. *Trans. Am. Geophys. Union*, **32**: 886-874.

- Bauer, B.O. & Sherman, D.J. 1999. Coastal Dune Dynamics: Problems and Prospects. In: Goudie, A.S., Livingstone, I. & Stokes, S. (eds). **Aeolian environments, sediments and landforms**. New York, John Wiley & Sons. p. 72-104.
- Bauer, B.O & Davidson-Arnott, R.G.D 2002. A general framework for modeling sediment supply to coastal dunes including wind angle, beach geometry and fetch effects. **Geomorphology** **49**, 89-108.
- Beasley, A.W. 1947 Heavy mineral beach sands of South Qld. Part I, In ROYAL SOCIETY QUEENSLAND, **Proceedings...** 2(4), p. 109-140.
- Belly P.Y. 1964. Sand Movement by Wind. US Army Corps of Engineers Tech. Memo N° 1, 38p.
- Bernardi, H.; Cordazzo, C.V. & Costa, C.B.S. 1987. Efeito das ressacas sobre *Blutaparon portulacoides* (St. Hill.) Mears. nas dunas costeiras do sul do Brasil. **Revista Ciência e Cultura**, **39** (5/6): 545–547.
- Bernadi, H. & Seeliger, U. 1989. Population biology of *Blutaparon portulacoides* (St. Hill.) Mears. on southern Brazilian backshores. **Revista Ciência e Cultura**, **41**(11): 1110-1113.
- Bird, E.C.F. 1996. Lateral grading of beach sediments: a commentary. **Journal of Coastal Research**, **13** (3).
- Birkemeier, W.A. 1981. Fast accurate two-person beach survey. Coastal Engineering Technical Aid, p. 81-11. US Army Engineer Waterways Experiment Station. Coastal Engineering Research Center. Vicksburg. Mississippi, 22p.
- Birkmeier, W.A. 1985. A user's guide to ISRP: The Interactive Survey Reduction Program. Instructions Report Cere. U. S. Army Engineers Waterways Experiment Station. Vickburg, Mississippi, Coastal Engineering Research Center, 84p.
- Bowen, A.J., Lindley, D. 1977. A wind tunnel investigation of the wind speed and turbulence characteristics close to the ground over various escarpment shapes. **Boundary - Layer Meteorology** **12**, 259– 271.
- Bresolin, A. 1979. Flora da restinga da Ilha de Santa Catarina. **Insula**, (10): 1-55.
- Brower, J.E.; Zar, Z.H. & von Ende, C.N. 1999. **Field and laboratory methods for general ecology**. WCB McGraw-hill, 193p.
- Bryant, E. 1982. Behavior of grain size characteristics on reflective and dissipative foreshores, Broken Bay, Australia. **Journal of Sedimentary Petrology**, **52** (2):431-450.
- Bullard, J.E. 1997. A note on the use of the Fryberger method for evaluating potential sand transport by wind. **J. Sedimentary Research** **67** (3A): 499-501.
- Carter, R.W.G. 1988. **Coastal Environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastline**. London, Academic Press.
- Carter, R.W.G. & Rihan, C.L. 1978. Shell and pebble pavements on beaches: examples from the north coast of Ireland, **Catena**, **5**, 365-374.
- Carter, R.G.W. & Wilson, P., 1990. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland. In Coastal Dunes: Form and Processes., K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and Carter, R.G.W (eds). John Wiley, Chichester, pp. 217-250.

- Caruso Jr, F. 1993. **Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina**. Notas Técnicas. Centro de Geologia Costeira e Oceânica, UFRGS. Porto Alegre, n.6, Escala 1:100.000.
- Caruso Jr, F. 1995. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Sudeste de Santa Catarina**. Brasília: DNPM, Escala 1:50.000.
- Caruso Jr, F.; Bittencourt, M<sup>a</sup>. F. & Araújo, S.A. 1997. Contribuição à geologia da região de Itapema, Porto Belo e Bombinhas (SC): Características das rochas neoproterozóicas e dos ambientes deposicionais cenozóicos. In: X SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 1997. Anais... Itajaí, p.48-50.
- Caruso Jr, F.; Krebs, A., J.; Wildner, W.; Araújo, S.A; Diehl, F.L.; Frasson, H. & Carmo, V.B. 2000. **Mapa Geológico da Folha Camboriú-SC, Escala 1:50.000**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, Anais... Itajaí, 2000. p. 192-194.
- Carvalho, J.L.B., Klein, A .H.F., Schettini, C.A .F., & Jabor, P.M. 1996. Marés Meteorológicas em Santa Catarina: Influência do Vento na Determinação de Parâmetros de Projeto para Obras Costeiras. In: III simpósio sobre Oceanografia, 1996. **Proceedings...**São Paulo. 380p.
- Castellani, T.T.; Caus, C.A. & Vieira, S. 1999. Fenologia de uma comunidade de duna frontal no sul do Brasil. **Acta Botanica Brasileira**, **13**(1): 99-114.
- Castellani, T.T. & Santos, M. 2000. Ocorrência e dinâmica de *Ipomea pes-caprae* ilha de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, 2000, Itajaí, SC. Ed. UNIVALI. 268-269.
- Castellani, T.T. 2003. **Estrutura e dinâmica populacional de *Ipomoea pes-caprae* (L.) R. Brown (Convolvulaceae) na Ilha de Santa Catarina**. São Paulo. 203p. Tese de doutorado, UNICAMP.
- Chapman, V.J. 1976. **Coastal Vegetation**. Oxford, Pergamon Press.
- Chapman, D.M., 1989. Coastal dunes of New South Wales: status and management. University of Sydney: Coastal Studies Unit technical report 89/3.
- Clarke, K.R. & Ainsworth, M. 1993. A method of linking multivariate community structure to environmental variables. **Mar Ecol Prog Ser** **92**: 205-219.
- Cordazzo, C.V. & Seeliger, U. 1993. Zoned Habitats of southern brazilian coastal foredunes. **Journal of coastal research**, **9** (2):317-323.
- Cordazzo, C.V. & Seeliger, U. 1995. **Guia ilustrado da vegetação costeira no extremo sul do Brasil**. Rio Grande, Ed. FURG, 275p.
- Cowell, P.J. & T, B.G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.). **Coastal Evolution**. Cambridge, Cambridge University Press. p. 33-86.
- Davidson-Arnott, R.G.D. 1988. Temporal and spatial controls on beach/dune interaction, Long Point, Lake Erie. In: Psuty, N.P. (ed.). **Dune/beach interaction**. Journal of Coastal Research, S.I. 3, 131-136.
- Davidson-Arnott, R.G.D. & Law, M.D. 1990. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P.; Carter, R.W.G., (eds.), **Coastal dunes: form and processes**. Chichester, John Wiley. p. 177-200.
- Davidson-Arnott, R.G.D & Law, M.D. 1996. Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes. **Journal of Coastal Research**, **12**, 654-663.

- Davidson-Arnott, R.G.D.; Neilsen, J.; Aagaard, T. & Greenwood, B., 1997. Alongshore and onshore aeolian sediment transport, Skallingen, Denmark. In: CANADIAN COASTAL CONFERENCE, 1997, Ottawa, Canada **Proceedings....** Canadian Coastal Science and Engineering Association, p. 463– 476.
- Davis Jr, R.A. & Fitzgerald, D.M. 2005. **Beaches and Coasts**. Blackwell: 419p.
- Devall, M.S. 1987. Ecology of *Ipomoea pes-caprae* (Convolvulaceae) at Grand Isle, Louisiana. *Proceedings of Louisiana Academy Science* 50:7-12.
- Dillenburg, S.R.; Roy, P.S.; Cowell, P.J. & Tomazelli, L.J. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation- barrier model (STM). **Journal of coastal research**, **16** (1): 71-81.
- Dillenburg, S.R.; Esteves, L.S. & Tomazelli, L.J. 2004b. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da academia brasileira de ciências**, **76(3)**: 611-623.
- Dillenburg S.; Tomazelli L.J.; Hesp P.A.; Clerot L.C.P. & Silva D.B. (*in press*). Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. **J. Coastal Research**, S.I. 39.
- Dillenburg, S.R.; Tomazelli, L.J.; Hesp, P.A.; Barboza, E.G.; Clerot, L.C.P. & Silva, D.B. (*in press*). Stratigraphy and evolution of a prograded, transgressive dunefield barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, S.I.39.
- Dominguez, J.M.; Martin, L. & Bittencourt, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the East-Southeast Brazilian coast; a summary. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J. D. (eds.). **Sea-level fluctuation and coastal evolution**, Society for Sedimentary Geology Special Publication No.41, 115-127.
- Ernst, W.H.O. 1985. Some considerations of and perspectives in coastal ecology. **Vegetation** **62**:533-545.
- Falkenberg, B.D. 1999. Aspectos da flora e da vegetação secundária da restinga de Santa Catarina, sul do Brasil. **Insula**, **28**: 1-30.
- Faraco, K. 2003. **Comportamento morfodinâmico e sedimentológico da praia dos Ingleses, ilha de Santa Catarina – SC, durante o período de 1996 - 2001**. Florianópolis. 120p. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geografia, UFSC.
- Finkelstein, K. 1981. Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. **Marine Geology**, **47**: 261-281
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. **Journ. Sediment. Petrol.**, **27** (1): 3-26.
- Fryberger S.G. & Dean G. 1979. Dune forms and wind regime. In: McKee, E.D. (ed.) **A Study of Global Sand Seas**. Washington, US Govt. Printing Office, Geol. Survey Prof. Paper 1052: p. 137 – 170.
- Giannini, P.C.F. 1993. **Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba**. São Paulo. 277p. Dissertação de Mestrado em Geologia Sedimentar. Curso de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo.
- Goldsmith, V. 1985. Coastal dunes. In: Davis, R. A. (ed.) **Coastal Sedimentary Environments**, 2<sup>nd</sup> edition, New York, Springer. p. 171-236.

- Gré, J.C.R. ; Abreu de Castilhos, J.; Horn Filho, N. 1995. Quaternary Deposits of the Pântano do Sul Beach, Santa Catarina Island, Brazil . In: CÂMBIOS QUATERNÁRIOS EM AMERICA DEL SUR, 1995 ...**Anais**,. p. 121-131.
- Gré, J.C.R. 1989. Aspectos Sedimentares da Plataforma Continental de Santa Catarina, Brasil. **Revista Geosul 8**, p. 92-100.
- Guza, R.T. & Inman, D.L. 1975. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research, S.I. 87** (21): 2997-3012.
- Hesp, P.A. 1982. **Morphology and Dynamics of Foredunes in SE Australia**. Unpublished Ph.D Thesis, Dept of Geography, University of Sydney.
- Hesp, P.A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in N.S.W., Australia. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Ed.). **Eolian Sediments and Processes**, Elsevier, p.235-342.
- Hesp, P.A., 1984a. The formation of sand "beach ridges" and foredunes. **Search 15**:289-291.
- Hesp, P.A. 1988. Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. **Journal of Coastal Research, SI 3**:15-25.
- Hesp, P.A. 1988a. Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. . **Journal of Coastal Research, SI 3**:15-25.
- Hesp, P.A. 1989. Review of biological and geomorphological process involved in the initiation and development of incipient foredune. **Royal Society of Edimburges. 96**: 181–200.
- Hesp, P.A., Thom, B.G. 1990. Geomorphology and evolution of transgressive dunefields. In: Nordstron, K.; PsutY, N. Carter, R.W.G. (Eds.). **Coastal Dunes: Processes and Morphology**. Chichester: J. Wiley & Sons, p.235-288.
- Hesp, P.A. 1991. Ecological processes and plant adaptations on coastal dunes. **Journal of Arid Environments, 21**:165-191.
- Hesp, P.A. & Short, A.D. 1999. Barrier morphodynamics. In Short, A. D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodinamics**. John Wiley & Sons, 1999. p. 307-333.
- Hesp, P.A. 1999. The beach backshore and beyond. In Short, A. D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodinamics**. John Wiley & Sons, 1999. p. 145-169.
- Hesp, P.A. 2000. Coastal sand dunes: form and function. CDVN Technical Bulletin. (4):28.
- Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology 48**: 245-268.
- Hesp, P.A. 2004. Coastal dunes in the tropics and temperate regions: location, formation, morphology and vegetation processes. In: Martínez, M.L. & Psuty. N.P. (eds.). **Coastal Dunes: Ecology and Conservation**. Berlin: Springer-Verlag, Ecological Studies, N<sup>o</sup>. 171.
- 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 da academia brasileira de ciências 77** (3): 493-508.
- Hesp, P.A.; Abreu de Castilhos, J.; Miot da Silva, G.; Dillenburg, S.; Martinho, C.T.; Aguiar, D.; Fornari, M. & Antunes, G. (*in press a*). Regional Wind Fields and Dunefield migration, southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms, 31**.

- Hesp, P.A.; Dillenburg S.R.; Barboza E.G.; Clerot L.C.P.; Tomazelli L.J. & Ayup-Zouian R.N. (*in press b*). Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. **Earth Surface Processes and Landforms**, **31**.
- Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Clerot, L.; Tomazelli, L.J. & Ayup Zouain, R.N (*submetido*). Morphology of the Itapeva to Tramandai Transgressive Dunefield Barrier System and Mid- to late Holocene Sea Level Change. **Earth Surface Processes and Landforms**.
- Hoefel, F.G. 1998. **Morfodinâmica de praias arenosas: uma revisão bibliográfica**. Itajaí, Editora da Univali, 92p.
- Hsu, J.R.C. & Evans, C. 1989. Parabolic bay shapes and applications. In: Proceedings Inst. Civil. Eng., n. 87, p. 557-570.
- Hsu, J.R.C; Silvester, R. & Xia, Y.M. 1989a. Static equilibrium bays: new relationships. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering**, **15** (3): 285-298.
- Hsu, J.R.C; Silvester, R. & Xia, Y.M. 1989b. Generalities on static equilibrium bays. **Coastal Engineering**, **12**.,353-369.
- Hsu, S.A. 1974. Experimental results of the drag-coefficient estimation for air-coast interfaces. **Boundary-Layer Meteorology**, **6**, 505-507.
- Hsu, S.A. 1977. Boundary-layer meteorological research in the coastal zone. In: Walker, H.J. (ed.). **Geoscience and Man**. School of Geoscience, LSU, Baton Rouge, pp. 99– 111.
- King, C.A M. 1973. **Beaches and Coasts**, Edward Arnold, 570p.
- Klein, R.M. 1997. Espécies raras ou ameaçadas de extinção. Estado de Santa Catarina. V.3 – Solanáceas, begoniáceas, leguminosas/mimosoídeas e gramíneas. Rio de Janeiro, IBGE.
- Klein, A.H.F. & Menezes, J.T. 2001. Beach Morphodynamics and Profile Sequence for a Headland Bay Coast. **Journal of Coastal Research**, **17** (4): 812-816.
- Klein, A.H.F.; Benedet Filho, L. & Schumacher, D.H. 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. **Journal of Coastal Research**, **18**(3): 442-458.
- Klein, A.H.F. ; Miot da Silva, G.M. ; Ferreira, Ó. & Dias, J.M.A. 2005. Beach sediment distribution for a headland bay coast. **Journal of Coastal Research**, **42**, p. 285-293.
- Koppen, W. 1948. **Climatologia**. Fondo de Cultura Económica. Mexico.
- Krebs, C.J. 1989. **Ecological methodology**. New York, Harper & Row, publishers.
- Lahimar <http://www.lahimar.ufsc.br>
- Law, M. & Davidson-Arnott, R. 1990. Seasonal controls on Aeolian processes on the beach and foredune. In: CANADIAN COASTAL CONFERENCE ON COASTAL SAND DUNES. Proceedings...p. 49-68.
- Leal, P.C., Horn Filho, N.O. & Oliveira, J.S. 1998. Evidências erosivas do setorcentro-norte da praia de Moçambique, Ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. **Geosul** **14**: 229-231.
- Leal, P.C. 1999. **Sistema Praia Moçambique-Barra da Lagoa, Ilha de Santa Catarina, Brasil: Aspectos Morfológicos, Morfodinâmicos, Sedimentológicos e Ambientais**. Florianópolis.125p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.



- Leal, P.C.; Horn Filho, N.O. & Nunes, J.S. 2000. Variação morfodinâmica do Arco Praial Moçambique-Barra da Lagoa, Ilha de Santa Catarina. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 2000, Santa Catarina, **Anais...** Itajaí CTTMar. p. 70-71.
- Leal, P.C.; Horn Filho, N.O. & Oliveira, J.S. 2000. Granulometria do Arco Praial Moçambique-Barra da Lagoa, Ilha de Santa Catarina, SC-Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, 2000, Santa Catarina, **Anais...** Itajaí CTTMar. p.166-176.
- Lessa G.C.; Angulo R.J.; Giannini P.C. & Araujo A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology** **165**: 87-108.
- Lettau, K. & Lettau, H. 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In Lettau, K. & Lettau, H. (eds.). **Exploring the World's Driest Climate**. University of Wisconsin-Madison IES Report 101 p. 110-147.
- Lima, S.F.; Almeida, L.E.S.B. & Toldo Jr., E.E. 2001. Estimate of longshore sediments transport from waves data to the Rio Grande do Sul coast. **Pesquisas** **48** (2): 99-107.
- Longuet-Higgins, M.S.; Cartwright, D.E. & Smith, N.D., 1963. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. In: Admiral, R. & Stephan, E.C. (eds.). **Ocean Wave Spectra**. New Jersey, Prentice-Hall. p. 11-136.
- Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da união. Brasília: Programa Nacional do Meio Ambiente, 1996.
- 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).
- Martinho, C.T.; Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Submetido). Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of coastal research**.
- Martins, L.R.; Jost, H.; Villwock, J. A. & Martins, I.R. 1970. Misturas Populacionais e Efetividade de Energia Ambiental. **Pesquisas**, **1**: 13-24.
- Masselink, G. 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. **Journal of Coastal Research**, **8**: 180-197.
- Maun, M.A. 1985. Population biology of *Ammophila breviligulata* and *Calamovilfa longifolia* on Lake Huron sand dunes, I. Habitat, growth form, reproduction and establishment. **Canadian Journal of Botany**, **63**:113-124.
- Maun, M.A. 1994. Adaptations enhancing survival and establishment of seedlings on coastal dune systems. **Vegetation**, **111**:59-70.
- McCune, B. & Grace, J. 2002. **Analysis of Ecological Communities**. Oregon, MjM Publishers.
- McKenzie, J.B. 1983. Coastal vegetation as an indicator of recent accretion or erosion. **Coastal and ocean engineering**, Gold Coast.
- McLaren, P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. **Journal of Sedimentary Petrology**. **51**(2): 611-624.
- McLean, R. & Shen, J. 2006. From Foreshore to Foredune: Foredune Development Over the Last 30 Years at Moruya Beach, New South Wales, **Australia Journal of Coastal Research**, **22**(1): 28-36.

- Melo F<sup>o</sup>, E. 2004. Programa de Informação Costeira on-line: Um balanço dos primeiros dois anos de funcionamento. In: Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, Maio / 2004, FURG, Rio Grande, pp 23 (publicado em CD sem paginação).
- Miot da Silva, G.; Klein, A.H.F. & Laffin, N.A. 2000. Longshore Grain Size Distribution in headland-bays coasts: preliminary results. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCO E GESTÃO. **Anais...** Ed UNIVALI, Itajaí, 2000. p. 208-210.
- Miot da Silva, G. 2002. **Efeito do estado de equilíbrio em planta na sedimentologia de praias desenvolvidas entre promontórios**. Porto Alegre. 134p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Monteiro M.A. & Furtado S.M.A. 1995. O clima do trecho Florianópolis - Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. **Geosul** **19**(20), p. 117 – 133.
- Moreno-Gasasola, P. & Epejel, I. 1986. Classification and ordination of coastal sand dune vegetation along the gulf and Caribbean sea of Mexico. **Vegetation**, **66**: 147-182.
- Müehle, D. 1998. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: Cunha, S.B. & Guerra, A. J. T., (eds.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil S.A., p. 273-349.
- Nickling, W.G. & Davidson-Arnott, R.G.D., 1990. Aeolian sediment transport on beaches and coastal sand dunes. In: Davidson-Arnott, R.G.D. (ed.). SYMPOSIUM ON COASTAL SAND DUNES, **Proceedings...**Ottawa: National Research Council, 1-35.
- Nimer, E. 1989. Climatologia da região Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, **34**(1): 142-154.
- Nordstrom, K.F. 1977. The use of grain size statistics to distinguish between high and moderate energy beach environments. **Journal of sedimentary Petrology**, **47**(3): 1287-1294.
- Nordstrom, K.F. & Jackson, N.L. 1994. Aeolian processes and dune fields in estuaries. **Physical Geography**, **15**: 358-371.
- Oliveira, U.R. 2004. **Comportamento morfodinâmico e granulometria do arco praiado Pântano do Sul – Açores, Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil**. Florianópolis. 115p. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Orselli, Y. 1986. Climatologia. In: Gaplan-SC. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro p.38-39.
- Pearce, K.I. & Walker, I.J. 2005. Frequency and magnitude biases in the “Fryberger” model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. **Geomorphology** **68**: 39-55.
- Peixoto, J.R.V. 2005. **Análise morfossedimentar da praia do Santinho e sua relação com a estrutura e dinâmica da vegetação “pioneira” da duna frontal, Ilha de SC, SC, Brasil**. Florianópolis. 77p. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Psuty, N.P. 1986. Principles of dune-beach interaction related to coastal management. **Thalassas**, **4**, 11-15.
- Psuty, N.P. 1988. (ed.). Sediment budget and dune/beach interaction. **Journal of Coastal Research**, SI 3, p1-4.
- Psuty, N.P. 1989. Management of coastal dunes along the Atlantic Coast of the U.S.A. ROYAL SOCIETY OF EDINBURGH, **Proceedings...** 96B, 289-301.

- Psuty, N.P., 1992. Spatial variations in coastal foredune development. In: Carter, R.W.G.; Curtis, T.G.F.; Sheehy-Skeffington, M.J. (eds.). **Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation**. Rotterdam: Balkema, 3-13.
- Psuty, N.P. 2004. The coastal foredune: A morphological basis for regional coastal dune development. In: Martínez, ML, and NP Psuty. (eds.). **Coastal Dunes: Ecology and Conservation**. Berlin: Springer-Verlag, Ecological Studies No. 171.
- Pye, K. 1983. Coastal dunes. **Progress in Physical Geography**, 7, 531-557.
- Rasmussen, K.R. 1989. Some aspects of flow over coastal dunes. ROYAL SOCIETY OF EDINBURGH, **Proceedings...** 96B, 126-147.
- Ripley, B.S. & Pammenter, N.W. 2004. Physiological characteristics of coastal dune pioneer species from the eastern Cape, South Africa, in relation to stress and disturbance. In: Martínez, M.L. and Psuty, N.P. (eds) **Coastal Dunes. Ecology and Conservation**. Springer, Berlin, pp.137-154.
- Ritchie, W. & Penland, S. 1990. Aeolian sand bodies of the south Louisiana coast. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (eds.). **Coastal Dunes Form and Process**. Wiley, London, pp. 105– 127.
- Rodriguez, D.E.M.G. 1995. **Morfología de Playas en Equilibrio: Planta y Perfil**. Santander. Tese Doctoramiento, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, canales y Puertos, Universidad de Cantabria.
- Santos, C.R. 1995. **Interrelação entre a dinâmica da vegetação “pioneira” e os padrões morfosedimentológicos sazonais na praia da Joaquina, ilha de Santa Catarina, Brasil**. Florianópolis. 207p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Scheibe, L.F.A. 1986. A Geologia de Santa Catarina - Sinópse Provisória. **GeoSul**, 1.
- Schettini, C.A.F.; Carvalho, J.L.B. & Jabor, P. 1996. Comparative hydrology and suspended matter distribution of four estuaries in Santa Catarina State – Southern Brazil. In: WORKSHOP ON COMPARATIVE STUDIES OF TEMPERATE COAST ESTUARIES, **Anais...** Bahia Blanca, 1996.
- Schwerdtfeger, W. 1976. **Climates of Central and South America**. Amsterdam; New York, Elsevier Scientific Pub. Co., 532 p.
- Shannon, C.E. 1948. A mathematical theory of communication. **Bell System Technical Journal** 27: 379–423, 623–656.
- Sherman, D.J. & Bauer, B.O. 1993. Dynamics of beach-dune interactions. **Progress in Physical Geography**, 17: 413-447.
- Sherman, D.J. & Lyons, W. 1994. Beach-state controls on aeolian sand delivery to coastal dunes. **Physical Geography**, 15: 381-395.
- Short, A.D. 1979b. Three dimensional beach stage model. **Journal of Geology**, (S.I.), v.87, p. 553-571.
- Short, A. 1988. Wave, beach, foredune and mobile dune interactions in southeast Australia. **Journal of Coastal Research**, SI 3:5-9.
- Short, A.D. 1993. Beaches of the New South Wales Coast, Australian Beach Safety and Management Program, Sydney.

- Short, A. 1999. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. John Wiley & Sons, 419p.
- Short, A. & Hesp, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, **48**: 259-284.
- Short, A.D. & Masselink, G. 1999. Embayed and Structurally Controlled Beaches. In: Short, A.D. (ed.). **Beach and Shoreface Morphodynamics**. John Wiley & Sons, p. 122-142.
- Silvester, R. 1974. **Coastal Engineering**. The Netherlands, Elsevier Publ. Co.
- Silvester, R. & Hsu, J.R.C. 1993. **Coastal Stabilization: Innovative Concepts**, Prentice Hall, Inc.
- Strahler, A.N. 1977. **Principles of Physical Geology**. New York, : Harper & Row, 419 p.
- Taljaard, J.J. 1967: Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during the IGY. **J. Appl. Meteor.**, **6**, 973–987.
- Toldo Jr., E.E. & Dornelles, C.E. 1986. PANCOM (*software*) – Programa de Análise Completa (ECD), Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica-CECO, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Toldo Jr.. E.E.; Nicolodi, J.L.; Almeida, L.E.S.B.; Corrêa, I.C.S. & Esteves, L.S. (*in press*). Coastal dunes and shoreface width as a function of longshore transport. **Journal of Coastal research** S.I. 39 (*in press*).
- Torronteguy, M. de C. 2002. **Sistema Joaquina – Morro das Pedras e Praias Adjacentes: Aspectos Morfodinâmicos, Sedimentológicos e Fatores Determinantes**. Florianópolis. 155p. Dissertação de Mestrado em Geografia, Curso de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Trucolo, E.C. 1998. **Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC**. Florianópolis. 100p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.
- U.S. Army, Coastal Engineering Research Center/CERC. 1984. **Shore protection manual**. 4ed., vol. (1). Waterways Experiment Station, Corps of Engineers. Washington DC, USA. 608p.
- U.S. ARMY, CECW-EW. 2003. **Coastal engineering manual**. Corps of Engineers Internet Publishing Group, Washington, DC, USA. EM 1110-2-1100.
- van Dijk, P.M.; Arens, S.M. & van Boxel, S.H. 1999. Aeolian processes across transverse dunes II: Modelling the sediment transport and profile development. **Earth Surf. Process. Landforms** **24**:319-333.
- Wearne, A.H. 1977. Beach changes during the early accretion phase. **Journal Soil Conservation Service N.S.W.**, **30**, 201-212.
- Whittow, J. 1984. **The Penguin Dictionary of Physical Geography**. Penguin Books, 591pp.
- Wiegel, R.L., 1964. **Oceanographical engineering**. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 532 p.
- Wilson, D.E. 1977. Ecological observations on the tropical strand plants *Ipomoea pescaprae* (L.) R. Br. (Convolvulaceae) and *Canavalia maritima* (Aubl.) Thou (Fabaceae). **Brenesia** **10/11**:31-42.
- Wright, L.D. 1970. The influence of the sediment availability on patterns of beach ridge development in the vicinity of the Shoalhaven Delta, N.S.W. **Australian Geographer**, **11**: 327-335.

- Wright, L.D. 1980. Beach cut in relation to surf zone morphodynamics. 17<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING **Proceedings...** ASCE, p. 978– 996.
- Wright, L.D. & Thom, B.G. 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, 1: 412-459.
- Wright, L.D. & Short, A.D. 1984. Morphodynamics variability of surf zones in Australia. In: Komar (ed.). **Handbook of coastal processes and erosion**. CRC Press, Boca Raton, Florida, 35-64pp.
- Yasso, W.E. 1965. Plan geometry of headland-bay beaches. **Journal of Geology**, 73: 702-714.
- Zingg, A.W. 1953. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. 5<sup>th</sup> HYDRAULICS CONFERENCE, BULLETIN 34, **Proceedings...** Iowa City: Institute of Hydraulics, p. 111-135.

---

ANEXO 1

---

## Regional wind fields and dunefield migration, southern Brazil

Patrick Hesp,<sup>1</sup> Janete Abreu de Castilhos,<sup>2</sup> Graziela Miot da Silva,<sup>1,3</sup> Sergio Dillenburg,<sup>3</sup> Caroline Thais Martinho,<sup>3</sup> Débora Aguiar,<sup>2</sup> Michele Fornari,<sup>2</sup> Milene Fornari<sup>2</sup> and Glauco Antunes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, 227 Howe/Russell Geoscience Complex, Baton Rouge, Louisiana 70803, USA

<sup>2</sup> Depto de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina – UFSC, Trindade I Caixa Postal: 476 – Florianópolis, SC – 88040-900, Brazil

<sup>3</sup> Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Prédio 43125, 91509-970 Porto Alegre, RS, Brazil

\*Correspondence to: P. Hesp,  
Department of Geography and  
Anthropology, Louisiana State  
University, 227 Howe/Russell  
Geoscience Complex, Baton  
Rouge, Louisiana 70803, USA.  
E-mail: pahesp@lsu.edu

### Abstract

This paper examines a seemingly anomalous situation in southern Brazil where the dunefields on Santa Catarina Island (e.g. Joaquina Beach) migrate to the NNW, almost completely the opposite direction (c. 160°) to the dunefields immediately to the south (e.g. Pinheira Beach), and some much further to the north (e.g. Cabo Frio) which migrate to the SSW. A variety of mechanisms are examined to explain the differences in dunefield migration including grain size variations, topographic effects on local winds, shoreline orientation, and regional wind field changes. The mean grain sizes of the two beaches, Pinheira and Joaquina, are not sufficiently different to restrict aeolian sediment transport in either place, nor to account for a lack of transport from the NNE to the SSW in the case of Joaquina. Some topographic steering of the wind is likely but could not account for the long-term average difference in migration trends of the island dunefields compared to the mainland dunefields. While the orientation of the shoreline to prevailing winds is an important control on beach and dune sediment transport, it is not the dominant controlling mechanism. An analysis of the regional wind patterns demonstrates that there is a major shift in the regional wind field near the island such that the dominant island winds blow from the SW/SSW while those further south blow from the NE. It is concluded that this is the predominant reason for the divergence in the direction of migration of the dunefields. Copyright © 2006 John Wiley & Sons, Ltd.

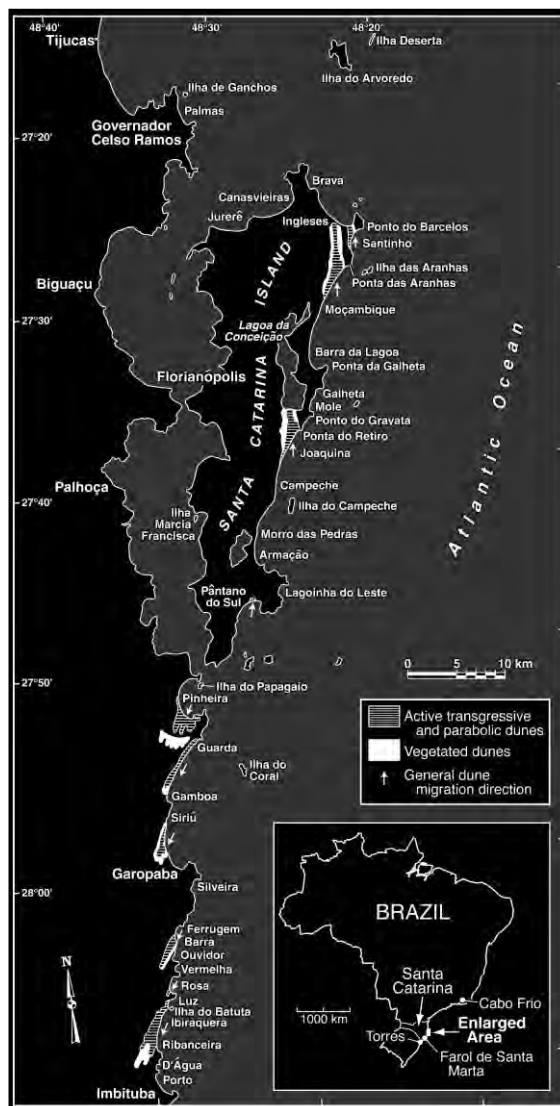
**Keywords:** dunefields, Holocene, coastal line.

Received 17 October 2005  
Revised 20 April 2006  
Accepted 5 June 2006

### Introduction

Transgressive dunefields, blowouts and parabolic dunes tend to migrate downwind away from either the direction of the prevailing wind, the dominant or strongest wind, or, the resultant wind direction, particularly where the winds tend to box the compass (Hesp and Thom, 1990). Within a given region, dunes and dunefields also tend to respond in the same manner to the prevailing or dominant winds and tend to migrate downwind in the same direction. The direction of dune migration may vary in circumstances where:

- (i) the adjacent near-coastal topography is high to mountainous or complex and, for example, topographic steering, katabatic winds, flow deceleration or flow separation are important;
- (ii) the local coastline orientation changes such that the prevailing or dominant winds are less effective in moving sediment or perhaps blowing alongshore or offshore;
- (iii) onshore winds tend to be most effective despite the presence or strength of other winds (Jennings, 1957); and



**Figure 1.** The southern Brazilian coast from Imbituba to Tijucas illustrating the locations of major dunefields and their net migration trends. On Santa Catarina Island (Florianópolis) the dunes migrate to the north while south of the island the dunes migrate to the SSW.

(iv) the mean grain size of the beach and/or dune sediments is coarse to very coarse and aeolian transport is less for some winds.

In Brazil, south of Santa Catarina Island (*c.* 27° 50' south) in Santa Catarina State, the dominant dunefield migration direction is from the NNE/NE to the SSW/SW under the influence of the prevailing NNE/NE wind. However, on Santa Catarina Island (locally known as Florianópolis, and hereafter referred to as such), a seemingly anomalous situation exists where the dunefields migrate to the NNW, almost completely the opposite direction (*c.* 140–160°) to the dunefields immediately to the south, and some to the north (e.g. Cabo Frio *c.* 800 km north; Figure 1), which migrate to the SSW.

This paper outlines an initial study examining the factors possibly responsible for this marked variation in dunefield migration trends. These factors include grain size variations, topographic effects on local winds, shoreline orientation, and regional wind field changes. Two beaches with opposite migration trends, Joaquina on Florianópolis and Pinheira on the adjacent mainland, are examined in detail.



## Regional Setting

The average temperature in the Santa Catarina region is 20 °C and the annual precipitation is between 1250 and 1400 mm. The northeast winds are the prevailing winds; the dominant winds are typically from the south and are associated with the passage of cold fronts (Nimer, 1989; Monteiro and Furtado, 1995; Dillenburg *et al.*, in press). Note that the prevailing wind is the wind that blows most frequently at any location, while the dominant wind is the wind that plays the most significant geomorphic role in a local situation Whittow (1984).

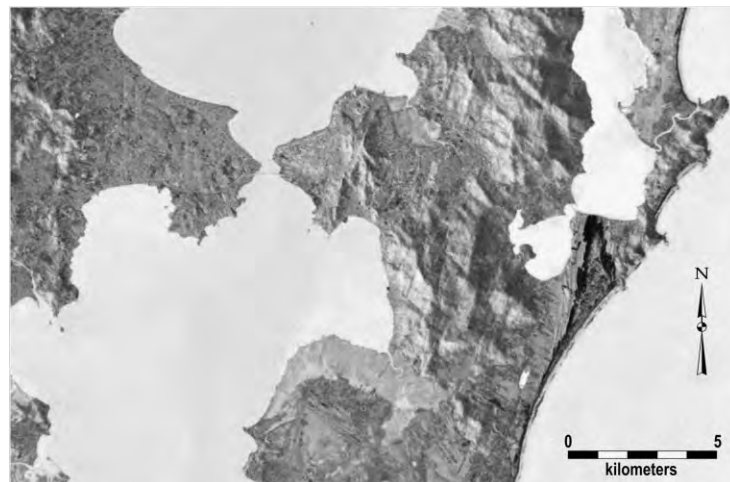
Waves from the east and southeast dominate the local wave climate, while the most energetic waves are from the south. The most frequent period is 8 seconds for waves from the east and 12 seconds for waves from the south, and the significant wave height is 1.25 and 2 m, respectively (Araújo *et al.*, 2003). The littoral drift in southern Brazil is predominantly northward, generated by the southeasterly waves (Dillenburg *et al.*, 2000). Local littoral drift reversal in headland-bay beaches can occur. The mean tidal range is microtidal at 0.8 m, with a maximum of 1.2 m. Storm surges can raise water levels to around 1 m above the astronomical tide (Trucolo, 1998; Schetini *et al.*, 1996; Carvalho *et al.*, 1996).

Two-thirds of the coastline of Santa Catarina State is predominantly an embayed coast comprising Pre-Cambrian crystalline rock outcrops forming headlands between Quaternary deposits. The southern portion comprises long, straight beaches extending from Farol de Santa Marta to Torres. The Pleistocene and Holocene coastal deposits formed during various high sea level events (Caruso *et al.*, 1997, 2000; Angulo and Lessa, 1997). They include barrier systems ranging from reflective beaches linked to basement rocks with minimal dune development, intermediate beaches and spits, foredune and chenier plains, and intermediate/dissipative beaches and active and vegetated transgressive dunefields.

### Florianopolis Island beaches

Florianopolis has an intricate, complex coastline comprising a series of sandy embayments separated by high headlands on the wave-dominated east coast, and an irregular, rocky coast with small pocket beaches on the west bay coast (Abreu de Castilhos and Gré, 1997). There are four main dunefields, a small one at Pântano do Sul, and three large transgressive dunefields at Praia da Joaquina (called Lagoa dunefield; Bigarella (1975), Praia do Moçambique and Praia do Santinho (called Ingleses dunefield) (Figure 1). All the large dunefields are active and display net migration trends from south to north.

Joaquina Beach lies in the middle of Florianopolis and is an 8 km long embayment extending from Campeche in the south to Ponta do Retiro in the north. On average it lies on a SSW–NNE axis with the northern half facing into the S–SSE (Figures 1 and 2). The Holocene barrier deposits range from a narrow foredune in the south, foredune and vegetated blowouts and parabolic dunes in the southern central region, to a foredune and an active transgressive dunefield in the north. The transgressive dunefield comprises an extensive, largely vegetated deflation plain covered by a chaotic mix of nebkha, blowouts and parabolic dunes (Bigarella, 1975), an active dunefield of reversing transverse dunes and two marginal precipitation ridges flanking each side of the dunefield (Figure 2). The transgressive dunefields at Praia do Moçambique and Praia do Ingleses to the north are similar.



**Figure 2.** Vertical aerial photograph of the Joaquina Beach and Lagoa transgressive dunefield.



**Figure 3.** Vertical aerial photograph of the Pinheira complex barrier. Suites of relict foredunes alternate with discrete foredune/blowout complexes and parabolic dunes.

### Pinheira

Pinheira lies immediately to the southwest of the southern tip of Florianopolis and generally faces east (Figures 1 and 3). It is approximately 25 km SW of Joaquina in a direct line. It is a symmetrical, arcuate embayment which extends through 180° of curvature. The Holocene sediments form a wide (*c.* 6.5 km) complex, prograded barrier comprising suites of relict foredune ridges interspersed in the southern half with discrete sets of parabolic dunes or, less commonly, foredune/blowout complexes. The modern foredune is low and stable in the south, and higher, more complex and cut by north-trending blowouts in the northern (i.e. south-facing) portion. The active and vegetated parabolic dunes migrate, or have migrated, respectively, to the south and SSW; that is, *c.* 140° to 160° in the opposite direction to the Florianopolis dunefields (Figure 1).

### Factors Responsible for Controlling Dunefield Migration

A variety of factors were theorized to be responsible for the Florianopolis and Pinheira dunefield migration trends. These include grain size variations, topographic effects on local winds, shoreline orientation, and regional wind field changes. These are each examined below.

#### Grain size variations

The amount of aeolian transport is related to the wind velocity and the mean grain size of the native sediment (Bagnold, 1954) such that as the mean grain size increases, the threshold velocity required to initiate sand transport increases. Thus, we would expect that if the mean or median size of the sediments constituting the beaches and dunes

of the three major Florianopolis dunefields were substantially larger than those of the adjacent mainland beaches to the south, the higher threshold velocity and lower overall transport might result in lower sediment movement for particular wind directions. A. H. F. Klein (Univali, Itajai, Brazil, pers comm., 2004) has stated that sediment size is the main cause of the above-mentioned dunefield migration differences, and Vintem (2003) states that the divergent migration patterns in the dunefields are related to wind regime and grain size (cf. Bigarella *et al.*, 2005). In this case, the prevailing and typically lower speed NNE/NE winds would have to lack competence to move the sediment comprising the Florianopolis dunefields to the SSW, while the southerly dominant winds would have competence to transport sediment to the NNW.

Martins *et al.* (1972) conducted a major study of the regional variations in sediment size along the beaches of the island. More recently Miot da Silva (2002) and Miot da Silva *et al.* (2005) continued and extended this study to the adjacent mainland. Miot da Silva (2002) shows that there is very little difference in grain size around the Pinheira embayment while there is a relative difference alongshore in the Joaquina to Campeche embayment.

The mean beach and dune grain size at Pinheira is 2.6 phi (= 0.165 mm) and fine, while the mean beach grain size (for samples along the entire embayment) for Joaquina is 1.6 phi and medium. However, the transgressive dunefield constitutes only the northern one-third of the bay, and if only the length of beach fronting that dunefield is considered then the mean grain size is 2.25 phi and fine (= 0.21 mm). Just using this mean grain size is reasonable as the dunefield has largely migrated obliquely onshore from the northern end of the beach, and, in addition, the mean grain size of the dunes is similar (= 0.201 mm). Thus, while aeolian transport would be comparatively greater at Pinheira for a given wind event, the Joaquina mean grain size would not normally be considered an impediment to sediment transport.

The aeolian transport threshold velocities ( $U_{t}^{*}$ ) for the two beaches can be calculated following Bagnold (1954; eqn. 3, p. 101) via:

$$U_{t}^{*} = A \frac{\sqrt{\sigma - \rho}}{\rho} g d$$

where  $A$  is a coefficient and equals 0.1,  $\sigma$  is the density of the grain and equals 2.65,  $\rho$  is the density of the fluid and equals  $1.22 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ ,  $g$  is acceleration due to gravity and equals  $980 \text{ cm s}^{-2}$ , and  $d$  is mean grain size (in cm) of the local sediment. The threshold velocity for Pinheira is  $18.73 \text{ cm s}^{-1}$  and for Joaquina is  $21.38 \text{ cm s}^{-1}$ , a difference of only 13 per cent, comparable to typical confidence intervals for  $U^{*}$  estimates (Namikas *et al.*, 2003), and minimal in terms of potential transport difference.

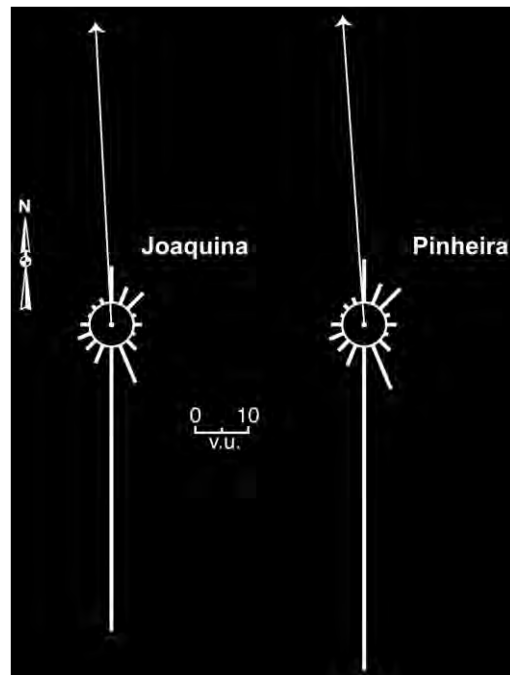
The impact of the mean grain size differences at Joaquina versus Pinheira can be determined by calculating the sand transport or drift potential (DP) for each direction using methods described by Fryberger and Dean (1979) and Belly (1964). Figure 4 illustrates the results derived from raw data (in  $\text{m s}^{-1}$ ) from Arvoredo Island (1964–1998) located to the north of Florianopolis (Figure 1) and using threshold velocities at 10 m height ( $U_{t(10)}^{*}$ ) of  $5.54 \text{ m s}^{-1}$  for Pinheira and  $6.33 \text{ m s}^{-1}$  for Joaquina. Figure 4 indicates that the actual relative vector unit differences are very small for all directions except for southerly winds (51.7 vector units (v.u.) for Joaquina; 58.8 v.u. for Pinheira). Joaquina has slightly lower potential transport from northerly winds than Pinheira, but the difference in potential aeolian transport from NNE winds for the two beaches is relatively insignificant (1.3 v.u.) and certainly not enough to restrict or limit aeolian sediment transport from the N/NNE/NE at Joaquina.

Of significance is that the potential transport to the north from *southerly* winds is 7.1 vector units greater at Pinheira compared to Joaquina, yet, as noted, the dunes at Pinheira primarily migrate, or have migrated *to the south* while the dunes at Joaquina migrate *to the north*.

## Local Wind Effects

Florianopolis island and the adjacent mainland have a complex, hilly topography (Figure 5) and the rugged hills of Florianopolis are roughly north–south trending. The northern ends of Joaquina and Moçambique beaches have high headlands (Ponto do Gravata and Ponta das Aranhas, respectively) and Ingleses Beach immediately to the north of Moçambique also has a high headland (Ponto do Barcelos). It might be expected that these headlands and hilly topography could (i) produce some topographic flow steering, (ii) provide some protection from northerly winds, or (iii) produce some significant secondary flows or large-scale flow reversals.

Possibilities (ii) and (iii) will be addressed further below. It is possible to test whether there is a degree of topographic steering on the island by examining the meteorological data (at 7 m height with bases at +5 m above



**Figure 4.** Fryberger and Dean sand roses indicating drift potential for 16 directions and the direction and amount of resultant drift potential (arrow) for Joaquina and Pinheira calculated from raw data (in  $\text{m s}^{-1}$ ). For all directions, Pinheira (with a finer grain size), displays greater potential sand transport compared to Joaquina.

mean sea level) from two stations located near Florianopolis airport, one near the western bay (no. 14) and the other further east (no. 32; Figure 5) and 2 km apart. Figure 6 illustrates wind speeds and directions for 14 August, and Figure 7 data for 21 December, 2004, days when we also conducted local wind experiments (see below). Directional wind data from the meteorological station on the offshore and more exposed Arvoredo Island (Ilha do Arvoredo) (see Figure 1) were unavailable for the experiments and only wind velocities were available for the December experiment.

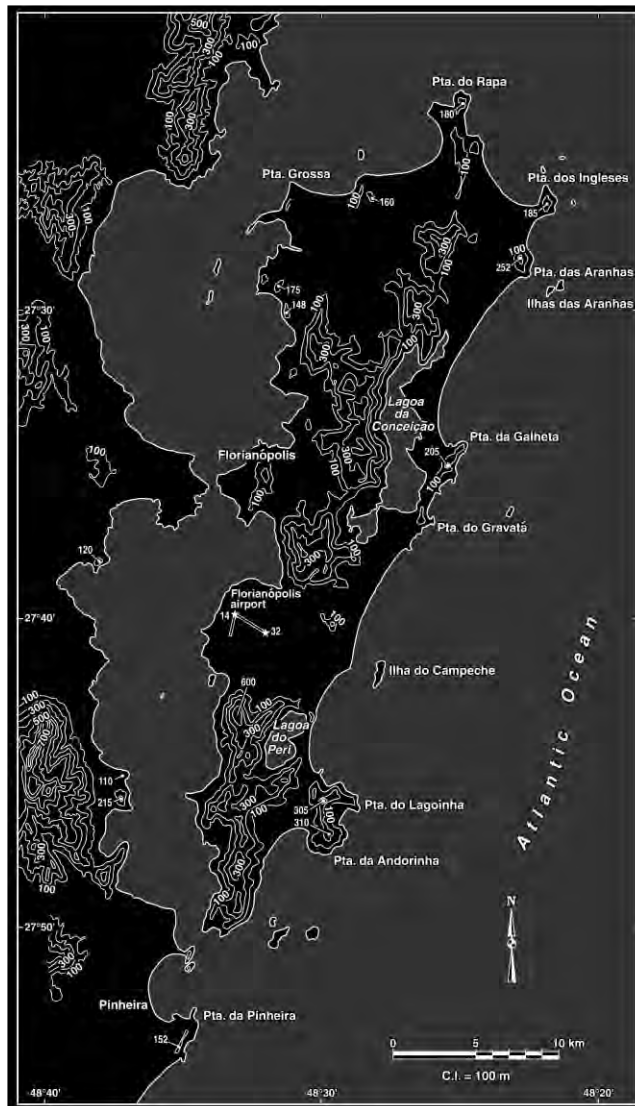
Figure 6 shows the August data when the wind was blowing initially from the NW and switched during the day to N and NNE at velocities ranging from 1 to  $8 \text{ m s}^{-1}$ . In this case, the more easterly station (no. 32) could be less exposed to northerly winds, and blocked or steered to some degree by the hilly topography to the north. The directions switch back and forth, but these shifts do not appear to be related to wind velocity since the wind speeds are either similar to each other, or consistently higher at the more easterly station. Overall, while the winds clearly do fluctuate  $10$  to  $30^\circ$  generally, and up to  $60^\circ$  (in one instance at 5am) at stations only 2 km apart, and some topographic steering of the regional wind is indicated, the mean daily wind direction for the west station was  $354^\circ$  and for the east station  $360^\circ$ , not significantly different.

On 21 December, wind velocities varied from 2 to *c.*  $9 \text{ m s}^{-1}$  with directions predominantly from SSW to south (Figure 7). Both stations are blocked by high hills (rising to 600 m) to the south, although the westerly station less so compared to station 32. Again, direction switching between the two stations is evident. Clearly, wind steering is indicated but without independent data to assess the true regional wind direction it is impossible to know which station is being affected most. The mean 24 hour wind direction for the west station was  $197.9^\circ$  and the east station was exactly the same at  $197.9^\circ$ .

Overall, the quite large shifts in wind direction at each station and the large differences at times between stations located only a short distance apart indicate some local topographic steering and turbulence associated with variable flow around the hilly topography. However, the mean 24 hour flow directions are either the same or only slightly different between the two meteorological stations and therefore unlikely to significantly alter dune migration trends over a longer period.

### Coastline Orientation and Wind Velocities and Directions at Joaquina and Pinheira

A possible explanation for the differences in dune migration trends is that the Florianopolis dunefields are little affected by N and NE winds due to their orientation to those winds, or that those winds are significantly locally altered



**Figure 5.** Generalized contour map of Florianópolis and the adjoining mainland. Contours below 100 m are not shown. The location of Florianópolis airport and the two meteorological stations (stars) are indicated. Source: Brazil Mapping Agency.

by the large hilly topography. In order to test whether or not the winds received at Joaquina were significantly different from those received at the same time at Pinheira, on 14 August and 21 December 2004 we conducted experiments designed to measure the wind velocities and directions simultaneously at the two separate beaches. The measurement locations were in the northern end of Joaquina and the southern end of Pinheira. We utilized Kestrel 4000 mini-vane anemometers mounted on thin aluminium poles at 2 m height, and measured wind direction by sighting a Suunto compass along the arms of Windicator 200E miniwind-vanes. Readings were taken every minute for a minimum of an hour. The local alongshore beach orientations at each site were  $51^{\circ}$  to  $231^{\circ}$  (NE–SW) for Joaquina and  $110^{\circ}$  to  $290^{\circ}$  (east–west) for Pinheira.

Figure 8 indicates wind speeds and directions for a sample 1 h period on 14 August. The regional approach wind measured at the Florianópolis airport western station at the time (13–14 hours on Figure 7) was from the N ( $0^{\circ}$ N– $10^{\circ}$ E). It blew directly onshore (almost at  $90^{\circ}$  to the shoreline) into the southern end of the bay at Pinheira, and offshore to directly alongshore at Joaquina (Figure 1). Wind velocities are quite different at Pinheira with a mean of  $9.2 \text{ m s}^{-1}$  (range of  $6.5$  to  $12.1 \text{ m s}^{-1}$ ), and a mean of  $5.6 \text{ m s}^{-1}$  (range of  $3.8$  to  $9.8 \text{ m s}^{-1}$ ) at Joaquina. Thus, during a northerly regional wind event, the wind at Joaquina blows offshore to alongshore, and displays a greater degree of

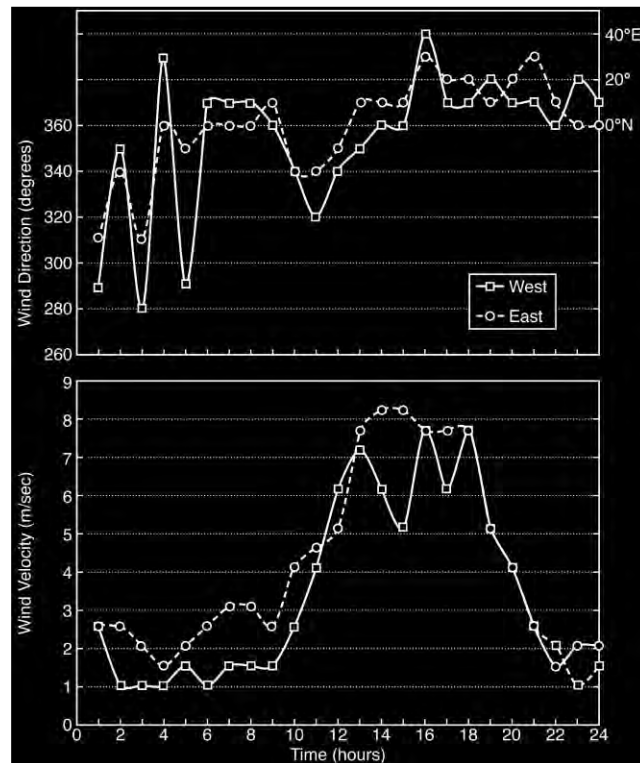


Figure 6. Wind data for 14 August 2004 from two meteorological stations located 2 km apart at Florianopolis airport.

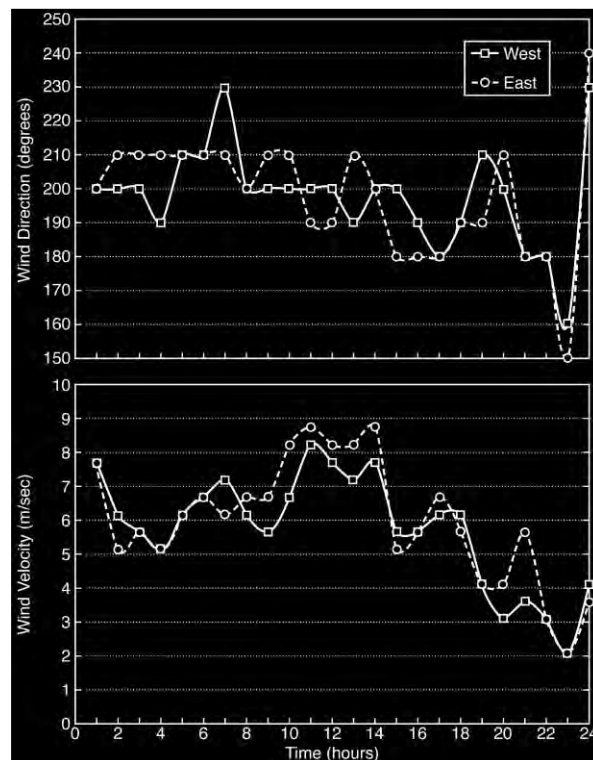
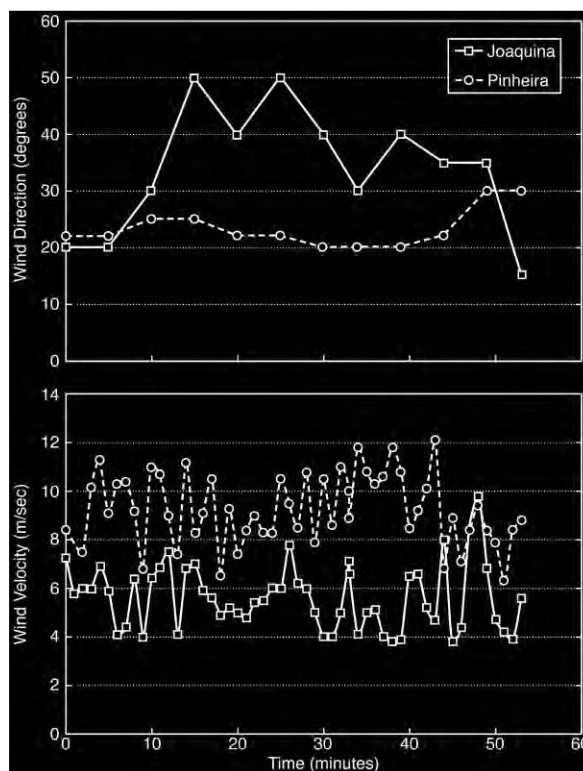


Figure 7. Wind data for 21 December 2004 from two meteorological stations located 2 km apart at Florianopolis airport.



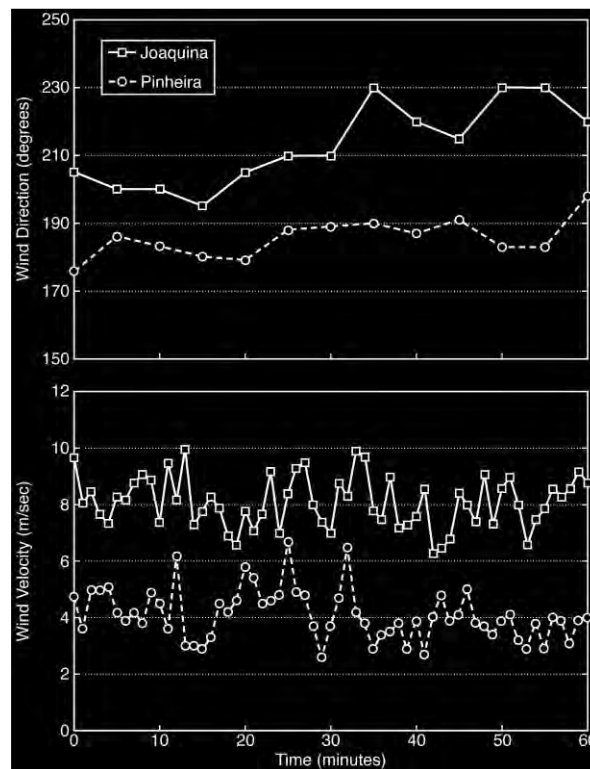
**Figure 8.** Wind velocities and directions measured at 2 m height simultaneously at southern Pinheira and northern Joaquina on 14 August 2004.

fluctuation in direction possibly in response to topographic steering and turbulence around the headlands. The wind at Joaquina also has lower wind velocities compared to Pinheira, probably due to greater roughness over the inland topography and possibly due to flow deceleration due to sheltering by the prominent headlands.

Figure 9 indicates wind speeds and directions for a sample 1 h period on 21 December. The regional approach wind was  $190^{\circ}$  to  $210^{\circ}$  (S–SSW) at the airport meteorological stations with wind velocities of  $3$  to  $4 \text{ m s}^{-1}$ , and  $10.6$  to  $12.1 \text{ m s}^{-1}$  at Arvoredo Island offshore. The large difference in velocities measured at the two sites (airport versus island) may indicate the degree of shelter from southerly winds sensed at the airport stations. This wind blew consistently from the south, almost directly offshore, at southern Pinheira ( $180^{\circ}$  to  $190^{\circ}$ ) with a mean velocity of  $4.1 \text{ m s}^{-1}$  (range  $2.6$  to  $6.7 \text{ m s}^{-1}$ ). At Joaquina the wind approach was from the south to SW ( $195^{\circ}$  to  $230^{\circ}$  with a mean velocity of  $8.1 \text{ m s}^{-1}$  (range  $6.3$  to  $10 \text{ m s}^{-1}$ ). Here the wind was obliquely onshore to alongshore. Thus, during a southerly regional wind event, the wind is offshore in the southern portion of Pinheira and around 50 per cent lower in velocity compared to Joaquina. At Joaquina the wind was obliquely onshore to alongshore (i.e. more variable in direction) in the northern portion of the embayment, and roughly double the wind speed sensed at Pinheira. Thus, the orientation of the beach and dunefield to the wind prevailing on any particular day is quite important in determining the direction of sand transport into the dunes or not.

### Aeolian Sand Transport during the Experiments

Observations during the August experiment when the regional wind was from the north indicated that aeolian sand transport was directly onshore off the beach and into the foredune at Pinheira, and alongshore to offshore at Joaquina. Sand was also being transported down the Lagoa dunefield at Joaquina towards the shore, and the transverse dunes on the dunefield were reversing with slipfaces facing the beach. Observations on four other occasions in the 2003–2005 period show that the transverse dunes at Joaquina/Lagoa are typical reversing transverse dunes which reverse any time the wind is blowing from the NW to NE. During the December experiments with a southerly regional wind, the beach



**Figure 9.** Wind velocities and directions measured at 2 m height simultaneously at southern Pinheira and northern Joaquina on 21 December 2004.

sediment was being transported offshore into the surfzone in southern Pinheira, onshore in the northern (and southerly facing) portion of Pinheira, and onshore to alongshore at Joaquina.

One hypothesis mentioned above was that the northerly winds may be significantly altered by the island topography, and one might expect, for example, large-scale flow reversal associated with flow separation around the northern headlands and hills, similar to flow separation in the lee of hills (e.g. Oke, 1978, fig. 5.14, p. 157). In this case, roughly horizontal flow separation might lead to winds blowing from the north being turned to flow to the north as has been demonstrated elsewhere (e.g. Hesp, 2005; Walker *et al.*, in press). Our field observations demonstrate that this is not the case, and that under northerly regional winds the flow is alongshore to offshore in the Lagoa dunefield and across the beach at Joaquina.

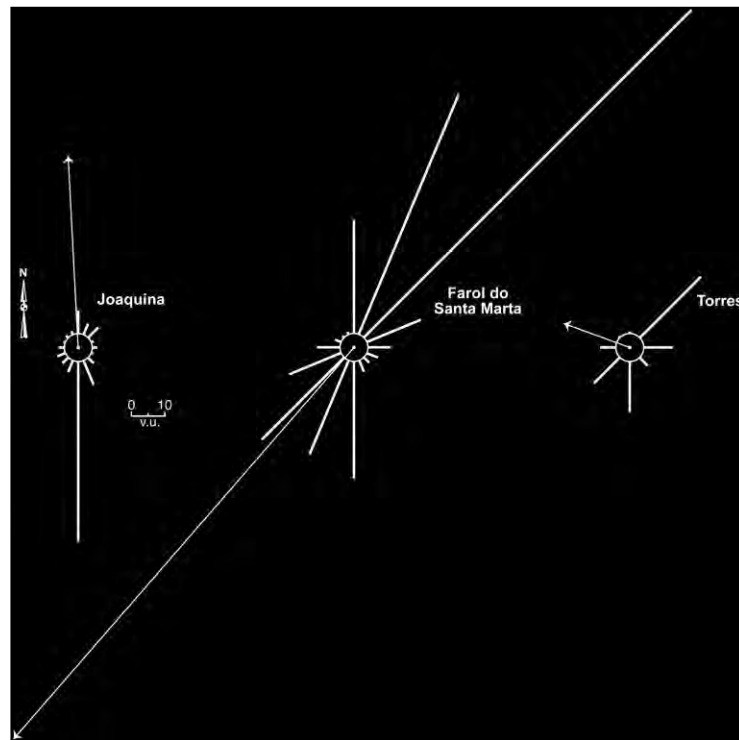
### Regional Wind Field Changes

Regional wind strengths and prevailing directions often change with distance along a coastline such that, for example, one section of coast receives stronger southerly winds, while another distant section of coast receives less strong southerly winds. Sea breeze velocities and directions will vary, for example, as one moves from one climatic zone to another. One possibility is that Florianopolis is at a geographic location where the regional prevailing winds change from NE to more southerly, or that the NE winds are significantly lower.

If one compares Guarda Beach, 7.5 km to the south of Florianopolis (Figure 1), with Joaquina or Moçambique on the island, it is clear that Guarda Beach has a similar orientation to Joaquina. Why then do the active transgressive dunes migrate to the SSW-SW at Guarda (and other beaches further to the south) if beach orientation is the critical factor controlling dune migration trend? Or, alternatively, if all the littoral drift is to the northern ends of the bays along this coast and the prevailing wind is to the S-SSW-SW, why are there no transgressive dunefields in the southern portions of the Florianopolis bays?

One method to analyse the possibility that regional winds are different on the island compared to further south is to calculate the potential aeolian sand transport (drift potentials) for sites along the coast utilizing Fryberger and Dean's





**Figure 10.** Potential aeolian sand transport or drift for Arvoredo just to the north of Joaquina, and Farol do Santa Marta and Torres, two sites *c.* 90 and 205 km, respectively, to the south. The drift potentials are in vector units (v.u.) (original data in  $\text{m s}^{-1}$ ) and the threshold velocities used were  $6.33 \text{ m s}^{-1}$  for Arvoredo and  $5 \text{ m s}^{-1}$  for the other two sites. The raw data summaries provided in Tomazelli (1993) were utilized to calculate drift potentials for Torres and Imbe. Southerly winds are very significant at Arvoredo (10 km north of Joaquina) and decrease to the south where northerly winds become more significant.

(1979) method as informed by Bullard (1997), and used accepting the biases noted by Pearce and Walker (2005). Figure 10 illustrates the results for three sites along the southern Brazilian coast where wind data are available. Arvoredo (near Joaquina) lies approximately 10 km to the NE of Florianopolis, while Farol do Santa Marta and Torres lie *c.* 90 and *c.* 205 km, respectively, to the south. Note that the threshold velocity for Farol do Santa Marta was  $4.8 \text{ m s}^{-1}$  and for Torres was  $5 \text{ m s}^{-1}$  following Tomazelli (1993), compared to  $6.33 \text{ m s}^{-1}$  for Arvoredo (the  $V^*t_{(10)}$  for Joaquina on Florianopolis).

The drift potential analysis indicates that there certainly appears to be a significant difference in the regional wind field between Arvoredo and Torres since the drift potentials clearly show a prevailing and dominant southerly flow at Arvoredo, a NE prevailing flow at Farol do Santa Marta, and WNW flow at Torres. Given that both the active and vegetated parabolic and transgressive dunes at Pinheira and Guarda immediately to the south of Florianopolis are migrating to the south, while those of the island migrate to the north, the boundary in this wind field must be close to the southern margin of the island.

## Discussion and Conclusion

The migration trends of the Florianopolis dunefields are  $140^\circ$  to  $160^\circ$  opposite to the migration trends of the dunefields immediately to the south. This situation is not uncommon on islands (Jennings, 1957) and occasionally at sites where large bays occur on the lee side of barriers, but is relatively uncommon for beaches on an exposed coast with a similar orientation (e.g. facing east). Also, while it is common to see blowouts and parabolic dune trends vary alongshore as shoreline orientation varies, it is most uncommon to observe transgressive dunefields within *c.* 25 km of each other with opposed net migration trends.

This initial study examined several possibilities to explain the divergent trends including grain size variations, topographic steering and local wind effects, shoreline orientation relative to regional winds, aeolian sand transport,

and regional wind changes. The mean grain sizes of the two beaches, Pinheira and Joaquina, are not sufficiently different to either restrict aeolian sediment transport in either place, nor account for a lack of transport from the NNE to the SSW in the case of Joaquina. The island is hilly, high in places (up to 600 m) and has a highly spatially variable morphology. Topographic steering of the wind is likely and is indicated by a comparison of two adjacent meteorological wind stations at Florianopolis airport. However, the data indicate that while there is significant local hourly variation, daily average wind direction differences are insignificant between the two airport stations and could not account for the long-term average difference in migration trends of the island dunefields compared to the mainland dunefields.

Observations of aeolian sediment transport in the field do not indicate that northerly winds are significantly altered in direction by the island topography, and large-scale flow reversal associated with flow separation around the northern headlands and hills is not observed.

Direct field observations show that when the regional wind was from the north, wind flow and aeolian sand transport were directly onshore off the beach and into the foredune and strong at southern Pinheira, and southerly alongshore to offshore and half the wind speed at Joaquina. The transverse dunes on the Joaquina dunefield reversed and migrated down-dunefield towards the beach. During southerly regional winds, wind flow and aeolian sand transport is offshore and lower in southern Pinheira, and onshore and stronger at Joaquina.

The wind resultant analysis of three sites, one to the north and two to the south of Florianopolis, indicates that there certainly appears to be a significant difference in the regional wind field. Southerlies are prevailing on the island, and the net resultant sediment transport is to the north, while the resultant transport to the south of the island is to the SW or west. Observations of the dominant dune migration directions indicates that the boundary in this regional wind field must be close to the southern margin of Florianopolis island.

These conclusions demonstrate that coastline orientation in relation to the prevailing winds is an important factor in determining the migration trends of the dunefields in the region (cf. Short and Hesp, 1982). Northerly winds are competent in transporting aeolian sediment in the Florianopolis dunefields; the SW to NE beach orientation is such that the northerly to NE prevailing winds transport sediment *offshore to alongshore* in the more northern half of the embayment. These winds also produce transverse dune reversal in the Florianopolis dunefields. However, the predominant reason for the divergence in the direction of migration of the dunefields in the region seems to be most strongly related to the divergence in the regional wind field.

Overall, these differences mean that the transgressive dunefields on Florianopolis island predominantly migrate to the north due to the combined effects of the orientation of their beaches relative to the prevailing and dominant winds, perhaps some shelter by the headlands and hilly topography of the island, and chiefly the predominance of southerly winds compared to Pinheira and the bays to the south.

### Acknowledgements

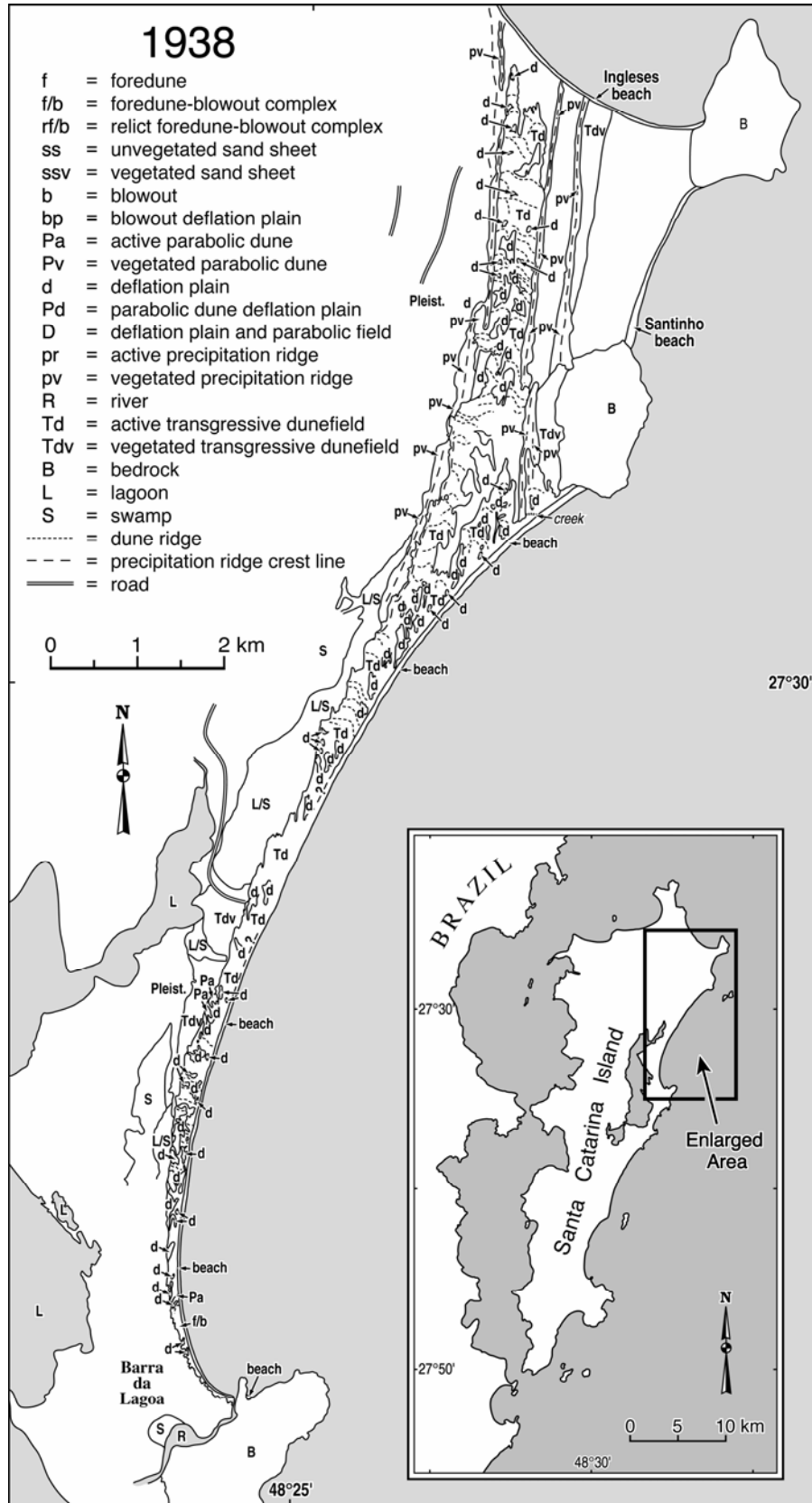
We thank CNPq and LSU for provision of grants to Dillenburg and Hesp, CNPq and CAPES for a scholarship to Miot da Silva, CNPq for a scholarship for Martinho, LSU and UFSC for provision of meteorological equipment, Cliff 'Dupe' Duplechin for cartographic support, Steven Namikas for his assistance, and particularly Janice Miot da Silva and João Orige da Silva for provision of accommodation and support. We also acknowledge the support of CTTMar (Univali) to G. Miot da Silva for support for sediment sampling.

### References

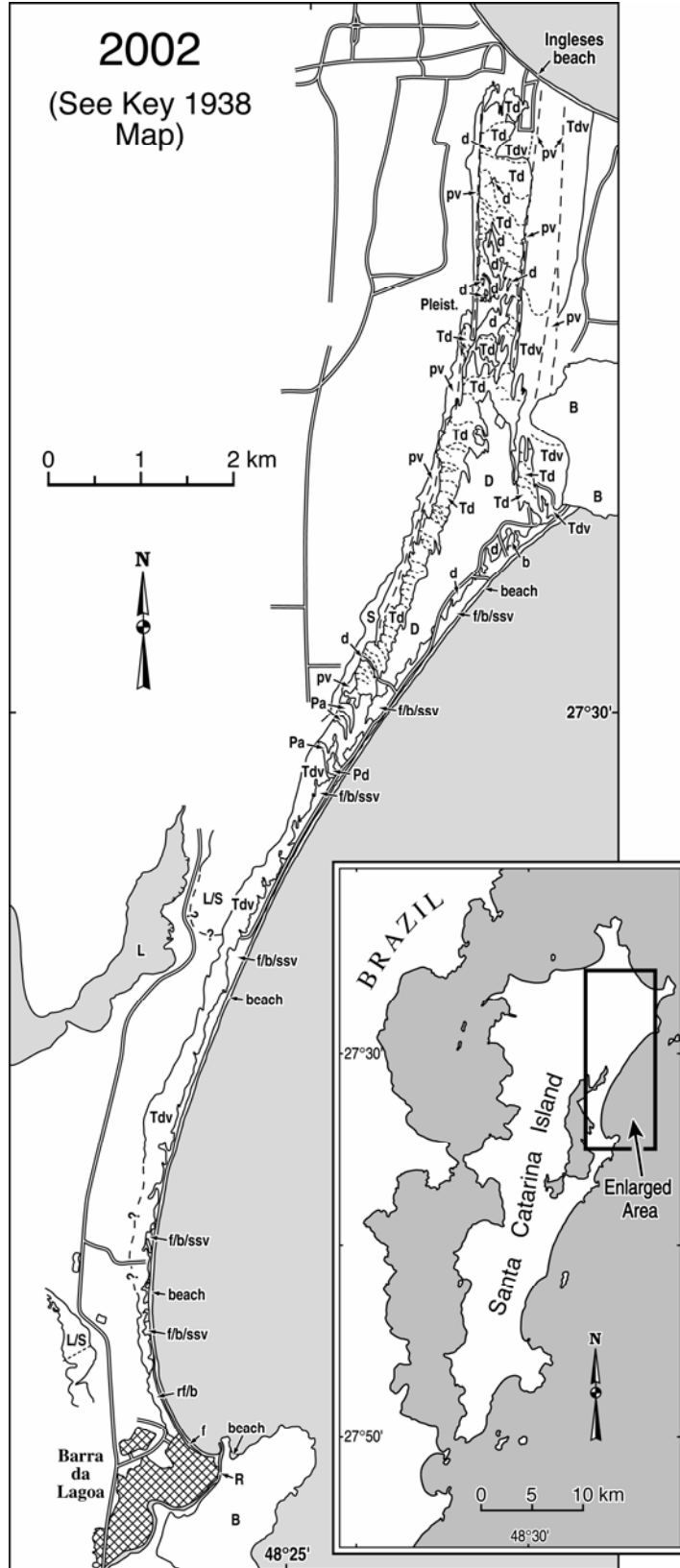
- Abreu de Castilhos JJ, Gré JCR. 1997. Praias da Ilha de Santa Catarina: caracterização morfológica e problemas de erosão costeira. In *Atas do Colóquio Franco-Brasileiro Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina, Aquitaine Ocean*, Klingebiel A, Sierra de Ledo B, Soriano-Sierra EJ (eds). Bordeaux: 107–113.
- Alves Jr AL, Santos MIF. 2000. Caracterização Sedimentológica de Areias para Engordamento da Praia de Gravatá, Município de Navegantes – SC. In *Simpósio Brasileiro Sobre Praias Arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, risco e gestão*. Anais. Itajaí: 428–429.
- Angulo R, Lessa GC. 1997. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* **140**: 141–166.
- Araujo CES, Franco D, Melo Filho E, Pimenta F. 2003. Wave regime characteristics of southern brazilian coast. In *Proceedings of the Sixth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, COPEDEC. Colombo, Sri Lanka. Paper No. 97.
- Bagnold RA. 1954. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Chapman and Hall: London.
- Belly P-Y. 1964. *Sand Movement by Wind*. US Army Corps of Engineers Technical Memo No. 1.
- Bigarella JJ. 1975. Lagoa dune field, State of Santa catarina, Brazil – A model of eolian and pluvial activity. International Symposium of the Quaternary, southern Brazil, July 15–31, 1975. *Boletim Paranaense Geosciencias* **33**: 133–167.

- Bigarella JJ, da F. Klein AH, Menezes JT, Vintem G. 2005. Sub-tropical coastal dunes: Examples from southern Brazil. *Journal of Coastal Research* Special Issue **42**: 113–137.
- Bullard JE. 1997. A note on the use of the Fryberger method for evaluating potential sand transport by wind. *Journal of Sedimentary Research* **67**(3A): 499–501.
- Caruso Jr FJ. 1993. *Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina*. Notas Técnicas. Centro de Geologia Costeira e Oceânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Porto Alegre.
- Caruso Jr F, Araújo SA. 1997. A planície de cheniers da Baía de Tijucas, litoral de Santa Catarina. *Proceedings of 10th Semana Nacional de Oceanografia (Itajaí, Santa Catarina, Brazil)*: 40–43.
- Caruso Jr F, Araújo SA. 2000. Ambientes de Sedimentação Costeira da Região Centro-Norte de Santa Catarina e seu Relacionamento com a Geologia regional. In *Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, risco e gestão*, Klein AHF (ed.) Itajaí, Santa Catarina: 202–203.
- Caruso Jr F, Bittencourt MF, Araújo SA. 1997. Contribuição à geologia da região de Itapema, Porto Belo e Bombinhas (SC): Características das rochas neoproterozóicas e dos ambientes deposicionais cenozóicos. *Proceedings of 10th Semana Nacional de Oceanografia (Itajaí, Santa Catarina, Brazil)*: 48–50.
- Caruso Jr F, Krebs AJ, Wildner W, Araújo SA, Diehl FL, Frasson H, Carmo VB. 2000. Mapa Geológico da Folha Camboriú-SC, Escala 1:50.000. In *Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, risco e gestão*, Klein AHF (ed.). Itajaí, Santa Catarina: 192–194.
- Carvalho JLB, Klein AHF, Schettini CAF, Jabor PM. 1996. Marés Meteorológicas em Santa Catarina: Influência do Vento na Determinação de Parâmetros de Projeto para Obras Costeiras. In *III simpósio sobre Oceanografia, Proceedings, São Paulo*.
- Dillenburg S, Roy PS, Cowell PJ, LJ Toamzelli. 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation barrier model (STM). *Journal of Coastal Research* **16**(1): 71–81.
- Dillenburg S, Tomazelli LJ, Hesp PA, Clerot LCP, da Silva DB. (in press). Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*.
- Fryberger SG, Dean G. 1979. Dune forms and wind regime. In McKee ED (ed.). *A Study of Global Sand Seas*. Geological Survey Professional Paper 1052. US Government Printing Office: Washington; 137–170.
- Hesp PA. 2005. Topographic steering of offshore winds and dynamics of foredunes and climbing dunes on a leeward east coast, New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* **141**: 123–134.
- Hesp PA and Thom BG. 1990. Geomorphology and evolution of transgressive dunefields. In *Coastal Dunes: Processes and Morphology*, Nordstrom K, Psuty N, Carter W (eds). J. Wiley and Sons: Chichester; 253–288.
- Jennings J. 1957. On the orientation of parabolic or U-dunes. *Geographical Journal* **CXXIII**(4): 474–480.
- Martins LRS, Gamermann N, Scheibe LF, Teixeira VH. 1970. Sedimentologia da Ilha de Santa Catarina – areias praias. *Boletim da Escola de Geologia (IG/UFRGS, Publicação Especial, Porto Alegre)* **18**: 1–55.
- Miot da Silva G. 2002. *Efeito do estado de equilíbrio em planta na sedimentologia de praias desenvolvidas entre promontórios*. Masters Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre Brazil.
- Miot da Silva G, Klein AHF, Almeida LESB. 2005. Effect of planform equilibrium state in the sedimentology of headland bay beaches. *Journal of Coastal Research* Special Issue **29**: 692–696.
- Monteiro MA, Furtado SMA. 1995. O clima do trecho Florianópolis – Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. *Revista Geosul, Florianópolis* **19/20**: 117–133.
- Nimer E. 1989. *Climatologia do Brasil*, second edition. IBGE: Rio de Janeiro.
- Oke TR. 1978. *Boundary-layer Climates*. Methuen: London.
- Pearce KI, Walker IJ. 2005. Frequency and magnitude biases in the 'Fryberger' model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. *Geomorphology* **68**: 39–55.
- Schettini CAF, Klein AHF. 1997. Processos costeiros e dinâmica estuarina: um modelo para o estuário do rio Itapocu, Santa Catarina. *Proceedings of VII Congresso da ABEQUA (Porto Seguro, Bahia)*: 127–131.
- Schettini CAF, Carvalho JLB, Jabor P. 1996. Comparative hydrology and suspended matter distribution of four estuaries in Santa Catarina State – Southern Brazil. In *Workshop on Comparative Studies of Temperate Coast Estuaries*. Bahia Blanca.
- Short AD, Hesp PA. 1982. Wave, beach and dune interactions in south eastern Australia. *Marine Geology* **48**: 259–284.
- Tomazelli LJ. 1993. O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas* **20**(1): 18–26.
- Trucolo EC. 1998. *Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC*. Master's thesis, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Vintem G. 2003. *O Efeito do Tamanho de Grao de Areia No Processo de Transporte Eólico dos Campos de Dunas Transgressivas do Litoral do Estado de Santa Catarina, Brasil*. Master's thesis, Geosciences, CECO, UFRGS.
- Walker I, Hesp PA, Davidson-Arnott R, Ollerhead J. (in press). Topographic steering of offshore airflow over a vegetated foredune: Greenwich dunes, Prince Edward Island, Canada. *Journal of Coastal Research* Special Issue.
- Whittow J. 1984. *The Penguin Dictionary of Physical Geography*. Penguin Books, London.

ANEXO 2 – MAPAS GEOMORFOLÓGICOS







# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)