

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

**Morfodinâmica e Migração das Dunas Eólicas na Reserva Ecológica do Taim,
Litoral Sul do RS**

Lisiane Silva Guimarães

Orientador: Dr. Luiz Emílio de Sá Brito de Almeida

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Júnior

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Dr. Luís Liberato Cavalcanti de Albuquerque Tabajara

**Dissertação de mestrado apresentada como requisito para o título de Mestre em
Geociências 2005**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) e ao Instituto de Geociências, e ao Programa de Pós-graduação em Geociências, pelo apoio recebido.

Ao CECO (Centro de Estudos em Geologia Costeira e Oceânica), onde optei me especializar. Ao IPH (Instituto de Pesquisas Hidráulicas) e ao projeto PELD (Pesquisas Ecológicas de Longa Duração) pelo auxílio no financiamento de campo.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo auxílio financeiro concedido através de bolsa de estudos.

Ao meu orientador Luiz Emilio de Almeida pela dedicada orientação, por todo o aprendizado e pela amizade.

Aos professores e pesquisadores do CECO, Luiz Tomazelli, Tabajara, Elírio T.J, Sérgio Dillemburg e Nelson Gruber pelos constantes auxílios e esclarecimento de dúvidas e pela amizade construída nestes dois anos de convivência.

Ao professor David Motta Marques por ter me inserido no PELD, o qual subsidiou esse projeto e pelo apoio à dissertação. À meteorologista Angélica Cardozo pela disponibilização dos dados e auxílio técnico. Aos funcionários e técnicos do IPH, César Gonçalves, José Carlos Nunes (Zé), e Pedro Varni (Pedrinho), pela participação nos trabalhos de campo e aos funcionários do CECO, Gilberto Santos e Maribel pelos auxílios nas etapas de laboratório.

Aos meus colegas do CECO, Taís, Diandro, Milene, Luciano, André e Rodrigo, pela amizade e pelas diversas discussões acerca de geologia costeira que contribuíram para esse trabalho. Às amigas Cris e Mirela e as bolsistas Luciana e Carla pela ajuda, amizade e apoio.

Aos meus pais e a minha família maravilhosa, que sempre me incentivou como geóloga e como pesquisadora. Amo Vocês.

Aos meus animaizinhos de estimação (Puff, Lua) e especialmente à Lili (minha micro toy gigante), pelo carinho e amor incondicionais.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ii
SUMÁRIO	iii
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE GRÁFICOS.....	viii
LISTA DE TABELAS	ix
RESUMO	x
ABSTRACT.....	xi
CAPÍTULO 1.....	1
-INTRODUÇÃO-	1
1. Conceitos Teóricos	1
1.1 Os processos físicos da sedimentação eólica	1
1.1.1 Processos de transporte.....	1
1.1.2 Influências climáticas no transporte sedimentar eólico	4
1.2 Registros Depositionais Eólicos.....	6
1.2.1 Classificação das Dunas	7
2. Regime de Ventos e Potencial de Deriva Eólica na Planície Costeira do Rio Grande do Sul	13
3. Morfodinâmica e migração de dunas eólicas.....	18
4. Objetivos Gerais	20
5. Caracterização e Localização da Área de Estudo	21
6. Contexto Regional.....	24
6.1 Geologia e tectônica	24
6.2 Geomorfologia.....	26
6.3 Sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS).....	27
6.4 Clima.....	32
CAPÍTULO 2	36
-METODOLOGIA-.....	36
2.1 Etapa de Campo	36
2.2 Determinação do Regime de Ventos da Área de Estudo	37
2.3 Cálculo do Potencial de Deriva de Areia.....	38
2.4 Morfodinâmica e Migração de Dunas	40
CAPÍTULO 3.....	42
-RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	42
3.1 Introdução	42
3.2 Regime de Ventos da Área de Estudo	42
3.2.1 Velocidade do Vento	42
3.2.2 Correlação entre os dados anuais do regime de ventos	44
3.2.3 Conclusões do regime de ventos anual.....	46
3.2.4 Correlação entre dados sazonais do regime de ventos.....	47
3.2.5 Conclusões do regime de ventos sazonal.....	51
3.3 Deriva Potencial Anual.....	52
3.4 Morfodinâmica e migração das dunas eólicas	60
3.4.1 Dunas em planta	61
3.4.2 Dunas em 3 D.....	71
3.3 Discussões.....	86

3.3.1 Teste de campo	92
CAPÍTULO 4	94
-Conclusões Gerais-	94
REFERÊNCIAS	99
ANEXOS	104

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Deslocamento de partículas de poeira por processo de suspensão (Extraído de Sígolo, 2000).....	2
Figura 2: Impacto de grãos causando deslocamento de partículas de areia por saltação (Extraído de Sígolo, 2000).....	3
Figura 3: Deslocamento de partículas por saltação e por arrasto (Extraído de Sígolo, 2000).....	3
Figura 4: Formação e estrutura interna de uma duna migratória (os ângulos do barlavento e sotavento foram exagerados) (Extraído de Sígolo, 2000).....	7
Figura 5: Principais tipos de dunas. A: Barcana; B: Cumes crescentes; C: Linear; D: Estrela; E: Reversa; F: Parabólica (Extraído de McKee <i>et al</i> 1979).....	8
Figura 6: Feições descritivas das dunas do tipo barcana, vistas em planta (A) e em perfil longitudinal (B) (Extraído de Tomazelli, 1990).....	10
Figura 7: Principais tipos de dunas livres com seus parâmetros morfométricos mais significativos (Extraído de Tomazelli, 1990).....	12
Figura 8: Diagrama das freqüências percentuais das direções de proveniência dos ventos nas estações meteorológicas de Torres, Imbé e Rio Grande (Extraído de Tomazelli, 1993).....	14
Figura 9: Diagrama de rosa das freqüências percentuais para cada direção de proveniência do vento nas estações de Torres, Imbé e Rio Grande. Período de observação: 1970-1982 (Extraído de Tomazelli, 1993).....	15
Figura 10: Tabela de potencial de deriva mensal e semestral na estação de Imbé, entre setembro de 1998 e fevereiro de 1999 (Extraído de Tabajara, 2003).....	17
Figura 11: Medidas de deslocamento de feições do campo de dunas de Ibraquêra, ao longo de 39 anos (1956 a 1995). (Extraído de Martinho, 2004).....	19
Figura 12: Sistema Hidrológico do Taim – Site 7 (Extraído de Motta Marques <i>et al</i> 2002). Em destaque no círculo amarelo, o campo de dunas estudado.....	23
Figura 13: Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Extraído de Tomazelli e Vilwock, 1996).....	29
Figura 14: Perfil esquemático, transversal aos sistemas laguna-barreira, aproximadamente na latitude Porto Alegre. A curva isotópica de oxigênio (Imbrie <i>et al.</i> , 1984) inserida no desenho correlaciona, tentativamente, as barreiras com os últimos picos da curva (Extraído de Tomazelli, 2000).....	30
Figura 15: Sistemas de circulação atmosférica sobre o Rio Grande do Sul (Extraído de E. Nimer, 1977).....	34
Figura 16: figura esquemática da duna em planta e da distribuição dos pontos de coleta de amostras.....	37
Figura 17: Fotografia da estação meteorológica da área de estudo.....	38
Figura 18: Monitoramento da duna com auxílio de GPS.....	41
Figura 19: Rosa de Ventos do ano de 2003.....	45
Figura 20: Rosa de Ventos do ano de 2004.....	45
Figura 21: Rosa de Ventos do ano de 2005.....	46

Figura 22: Na esquerda a Rosa do Verão de 2003 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2003.....	48
Figura 23: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2003 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2003.	48
Figura 24: Na esquerda a Rosa do Verão de 2004 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2004.....	49
Figura 25: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2004 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2004.	49
Figura 26: Na esquerda a Rosa do Verão de 2005 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2005.....	50
Figura 27: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2005 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2005.	50
Figura 28: Rosa de ventos dividida em dezesseis setores direcionais.....	53
Figura 29: Rosa de Deriva Potencial para o ano de 2003.	58
Figura 30: Rosa de Deriva Potencial para os anos de 2004 e 2005.....	59
Figure 31: Fotografia da duna estudada.....	61
Figura 32: Demonstração em planta do monitoramento A da duna da área de estudo.	62
Figura 33: Demonstração em planta do monitoramento B da duna da área de estudo.	63
Figura 34: Demonstração em planta do monitoramento C da duna da área de estudo.	64
Figura 35: Demonstração em planta do monitoramento D da duna da área de estudo.	65
Figura 36: Demonstração em planta do monitoramento E da duna da área de estudo.	66
Figura 37: Demonstração em planta do monitoramento F da duna da área de estudo..	67
Figura 38: Demonstração em planta do monitoramento G da duna da área de estudo.	68
Figura 39: Demonstração em planta do monitoramento H da duna da área de estudo.	69
Figura 40: Demonstração em planta do monitoramento I da duna da área de estudo... ..	70
Figura 41: Monitoramento A na duna estudada em imagem 3 D.	71
Figura 42: Monitoramento B na duna estudada em imagem 3 D.	71
Figura 43: Monitoramento C na duna estudada em imagem 3 D.	72
Figura 44: Monitoramento D na duna estudada em imagem 3 D.....	72
Figura 45: Monitoramento E na duna estudada em imagem 3 D.	73
Figura 46: Monitoramento F na duna estudada em imagem 3 D.	73
Figura 47: Monitoramento G na duna estudada em imagem 3 D.....	74
Figura 48: Monitoramento H na duna estudada em imagem 3 D.	74
Figura 49: Monitoramento I na duna estudada em imagem 3 D.....	75
Figura 50: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos A-B da duna.....	77
Figura 51: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos B-C da duna.....	78
Figura 52: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos C-D da duna.....	79
Figura 53: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos D-E da duna.	80
Figura 54: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos E-F da duna.....	81
Figura 55: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos F-G da duna.	82

Figura 56: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos G-H da duna.	83
Figura 57: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos H-I da duna.	84
Figura 58: Exemplo de instalação de armadilha no topo da duna.....	93
Figura 59: A área de estudo, o círculo amarelo destaca a duna selecionada. Extraída de: www.gloogle.com.br	98

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Histograma de velocidades do vento no ano de 2003.....	43
Gráfico 2: Histograma de velocidades do vento nos anos de 2004 e 2005.....	43
Gráfico 3: Precipitação entre os monitoramentos A-B.....	77
Gráfico 4: Precipitação entre os monitoramentos B-C.....	78
Gráfico 5: Precipitação entre os monitoramentos C-D.....	79
Gráfico 6: Precipitação entre os monitoramentos D-E.....	80
Gráfico 7: Precipitação entre os monitoramentos E-F.....	81
Gráfico 8: Precipitação entre os monitoramentos F-G.....	82
Gráfico 9: Precipitação entre os monitoramentos G-H.....	83
Gráfico 10: Precipitação entre os monitoramentos H-I.....	84
Gráfico 11: Variação da altitude máxima da duna nos diferentes monitoramentos.....	85
Gráfico 12: Variação do volume da duna nos diferentes monitoramentos.....	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Energia dos ventos baseado nos valores da deriva potencial resultante (Fryberger 1979).....	40
Tabela 2: Histograma das areias da área de estudo.....	54
Tabela 3: Determinação do fator ponderado para cada intervalo de classe de velocidade.....	54
Tabela 4: Classificação da energia dos ventos de acordo com os valores de DP.....	55
Tabela 5- Número de ocorrências dos ventos para os 16 setores direcionais no ano de 2003.....	56
Tabela 6: Frequência percentual dos ventos (direção e velocidade) registrados na Estação Meteorológica no ano de 2003.....	56
Tabela 7: Cálculo da deriva potencial de areia em 16 setores direcionais e cinco intervalos de velocidade para o ano de 2003.....	57
Tabela 8: Deriva potencial nos anos de 2003, 2004 e 2005 para cada direção de vento.....	58
Tabela 9. Deriva Potencial (DP) do intervalo de tempo entre cada monitoramento da duna com seus respectivos valores de RDP e DDR.....	76
Tabela 10: Média da precipitação nos intervalos de monitoramento.....	85
Tabela 11: Variação de volumes da duna nos intervalos de monitoramento.....	85

RESUMO

No Litoral Sul do Rio Grande do Sul encontra-se a Reserva Ecológica do Taim, a qual abriga um amplo campo de dunas eólicas situadas entre o Oceano Atlântico e a Lagoa Mangueira. Nessa área foram determinados o regime de ventos e a migração das dunas eólicas nos últimos três anos.

As análises revelaram que no ano de 2003 o vento dominante proveio de NE, com velocidades moderadas a baixas. Os regimes de ventos de 2004 e 2005 tiveram um comportamento similar entre si, com ventos mais freqüentes provindos de SE e velocidades altas. A partir de 2004 foi constatado um aumento na variabilidade direcional e nas velocidades dos ventos. A análise da capacidade de transporte eólico permitiu classificar o regime de ventos, para o período de estudo, como de alta energia.

Através da utilização de um GPS Geodésico estudou-se a morfodinâmica e a migração de uma única duna, representativa do campo de dunas adjacente, visto que todas estão submetidas aos mesmos processos climáticos. Os resultados mostraram que, no primeiro ano de monitoramento, (2003 a 2004) a duna, embora com fortes modificações de forma, volume e altura, não migrou significativamente, mantendo um bom equilíbrio dinâmico. Já no segundo ano (2004 a 2005) foi verificada uma migração de 20m para a direção NW, associada ao forte aumento da capacidade de transporte eólico neste último ano. Considerando-se que a Lagoa Mangueira dista em torno de 600m NW do campo de dunas estudado, pode-se presumir que durante os períodos com regime de ventos similar ao de 2004/2005, ocorre intenso transporte de sedimentos em direção à lagoa, contribuindo para o assoreamento da mesma.

ABSTRACT

In the Southern Littoral of Rio Grande do Sul coast is located the Reserva Ecológica do Taim, which comprehends a wide eolian dunefield placed between the Atlantic Ocean and Lagoa Mangueira. The wind regime and the dune migration of this dunefield have been measured for the last three years.

The analysis revealed that in the year of 2003, the dominant wind came from NE, with moderate and low speeds. The wind regimes of 2004 and 2005 were similar to each other, with the most frequent winds coming from SE and presenting high speeds. From 2004 on, it was verified an increase in the wind direction variability and in the wind speeds. Through the analysis of the eolian transport capacity it was possible to classify the wind regime, for the study period, as high energy.

Using a geodesic GPS, the morphodynamic and migration of a single dune was analyzed. This dune was representative of the adjacent dunefield since all of them are submitted to the same climatic processes. The results showed that during the first year of monitoring (2003 to 2004) the dune, although with strong form, volume and height modifications, did not migrate significantly, showing a good dynamic balance. However, in the second year (2004 to 2005) it was verified a migration of 20m toward NW which was associated to the strong increase of the eolian transport capacity during this year.

Considering that Lagoa Mangueira is about 600m NW distant from the studied dunefield, it can be presumed that during periods in which the wind regime is similar to 2004/2005, an intense sediment transport toward the Mangueira Lake could happen, contributing for its silting.

CAPÍTULO 1

-INTRODUÇÃO-

1. Conceitos Teóricos

1.1 Os processos físicos da sedimentação eólica

O entendimento dos processos de construção e evolução das dunas eólicas requer uma compreensão dos fenômenos básicos de erosão, transporte e deposição das areias pelo vento (Tomazelli, 1990). Desta forma, este item tem por objetivo fazer uma descrição teórica sucinta dos principais processos responsáveis pela formação de dunas eólicas, de acordo com a bibliografia disponível.

A formação, as características morfológicas e a evolução das dunas costeiras dependem dos processos básicos pelos quais o vento, soprando nas praias, consegue remover a areia de sua superfície, transportá-la em direção ao continente e depositá-la mais adiante, podendo ou não ser influenciada pela vegetação .

1.1.1 Processos de transporte

Os principais processos de transporte sedimentar eólico que influenciam na dinâmica dos ambientes costeiros são suspensão, saltação e arrasto, discutidos abaixo:

- **Suspensão:** partículas menores que 0,125mm de diâmetro (escala granulométrica segundo Wentworth), são consideradas poeira, compreendendo as frações de areia muito fina, silte e argila. São as menores frações trabalhadas pelos agentes de transporte mecânico e representam o maior volume de material transportado e depositado pelos processos eólicos. Quando removidas do seu local de origem, essas partículas podem permanecer em suspensão em

função do fluxo turbulento e da velocidade da massa de ar por longos períodos de tempo, e assim serem transportadas por grandes distâncias. Nessa situação, diz-se que as partículas estão em suspensão eólica (Fig. 1). Partículas e obstáculos maiores apresentam resistência ao vento, gerando intensa turbulência em seu entorno e promovendo a deposição das partículas em suspensão pouco após o obstáculo.

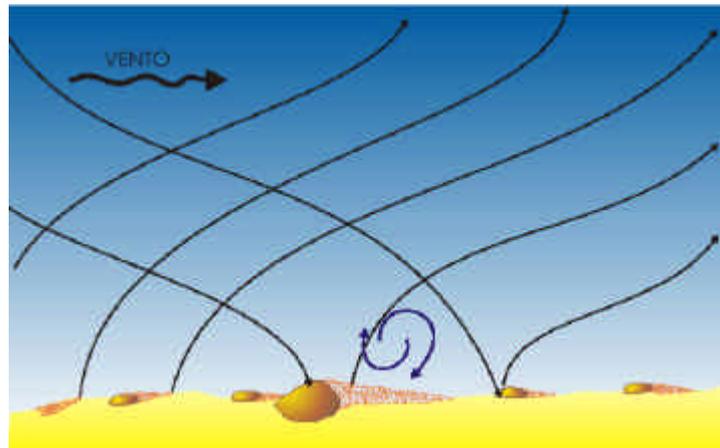


Figura 1: Deslocamento de partículas de poeira por processo de suspensão (Extraído de Sígolo, 2000).

- Saltação: as partículas com diâmetro entre 0,125mm e 2mm – areia fina a muito grossa – sofrem um transporte, de certa forma, limitado. Para uma mesma velocidade de vento, quanto maior a partícula, menor o deslocamento. A colisão de partículas em movimento com grãos que estão na superfície faz com que o seu deslocamento se dê, muitas vezes, por meio de pequenos saltos. Esse processo denomina-se saltação (Fig. 2). As partículas eólicas do tamanho areia constituem diferentes feições morfológicas, das quais as dunas são as mais importantes. A ação eólica também condiciona a organização dos grãos de areia, produzindo estruturas sedimentares conhecidas como marcas onduladas e estratificação cruzada.

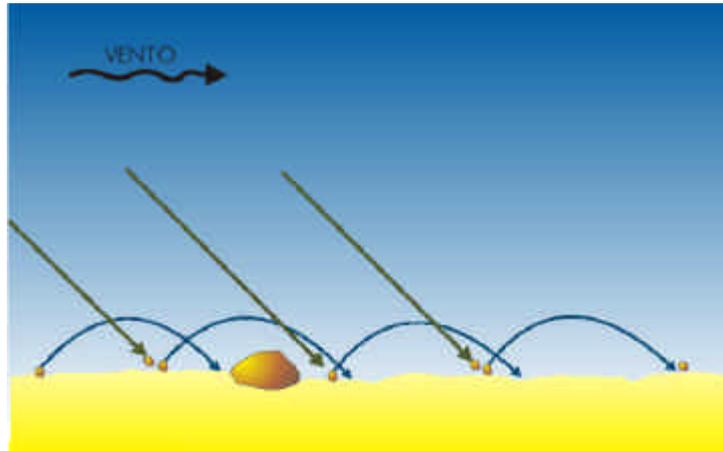


Figura 2: Impacto de grãos causando deslocamento de partículas de areia por saltação (Extraído de Sígolo, 2000).

- Arrasto: a colisão de partículas em deslocamento, além de causar fragmentação e desgaste, pode induzir o movimento de partículas encontradas na superfície do solo (Fig. 3). Partículas com tamanho superior a 0,5mm (areia grossa, areia muito grossa, grânulos e seixo) comumente se deslocam por esse processo, chamado arrasto. Transporte por arrasto é pouco significativo e bem mais restrito do que o transporte por suspensão ou saltação, devido ao peso das partículas maiores e ao atrito entre elas e o substrato.

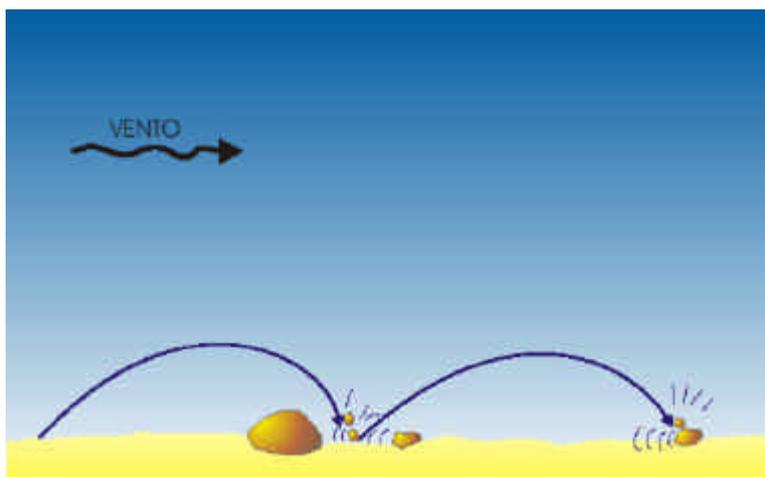


Figura 3: Deslocamento de partículas por saltação e por arrasto (Extraído de Sígolo, 2000).

1.1.2 Influências climáticas no transporte sedimentar eólico

Os extensos e dinâmicos sistemas geomorfológicos resultantes do transporte sedimentar possuem uma gênese muito complexa, não apenas teórica. Os experimentos realizados em laboratório nem sempre são equivalentes às reais situações impostas pela natureza. Muitos fatores influenciam de forma a dificultar ou facilitar a formação dos registros deposicionais eólicos. Em trabalhos experimentais são analisados transporte de sedimentos sobre superfícies ideais, que de forma geral são horizontais, secas, não-obstruídas e não-vegetadas. Baseado nessas circunstâncias, Bagnold (1941) desenvolveu uma série de equações, utilizadas para relacionar as condições de fluxo de ar e sedimentos para uma predição de taxas de transporte de areia. A primeira aproximação foi desenvolvida por Bagnold (1941), seguido por Kawamura (1951), Horikawa e Shen (1960), Kadib (1965) e Hsu (1973).

Neste trabalho serão destacadas somente as três influências climáticas mais relevantes no transporte sedimentar (baseado em Sherman & Hotta, 1990) especificados abaixo, já que as equações desenvolvidas por esses autores não serão utilizadas:

a) Temperatura

Para experimentações detalhadas, a medição de temperatura é importante por duas razões: (i) sua grande influência na densidade do ar; e (ii) seu elevado gradiente de temperatura que pode alterar o perfil de velocidade.

Para a correção da densidade do ar, uma precisão de 2°C é suficiente para reduzir a maioria dos erros desta origem. Em uma escala experimental, Berg (1983) mostrou uma distorção do gradiente de velocidade de aproximadamente 6%. Contudo, em alguns ambientes costeiros, o efeito pode ser maior, especialmente para velocidades do vento e próximas da velocidade mínima para início do movimento dos grãos.

b) Precipitação e umidade da superfície

A ocorrência de precipitação é importante por duas razões: (i) períodos de intensas chuvas podem transportar sedimentos por processos de esguicho; (ii) a umidade residual pode reduzir o transporte eólico, mesmo com intenso fluxo de ar na superfície.

O transporte de sedimento devido ao *rain splash* (esguicho de chuva) é de importância secundária na maioria das praias, já que o transporte líquido é relativamente pequeno em relação ao transporte eólico. Entretanto, processos de *rain splash* podem mover sedimentos mesmo não havendo previsão de movimento, podendo ser importantes durante as fortes tempestades.

Para determinar os efeitos da umidade residual, uma estimativa do conteúdo de água da superfície dos sedimentos deve ser obtida. Svasek e Terwindt (1947) tentaram medir a umidade contida perto da superfície. A areia próxima da superfície foi coletada (usualmente 5mm do topo) em recipientes herméticos. No laboratório, a amostra é pesada, secada e então repesada. A mudança no peso expressa o valor da umidade perdida através de evaporação. Na equação ($W = \{(W_t - W_s) / W_s\} \times 100$), W representa a perda de peso percentual, devido a evaporação onde W_t é o peso total da amostra e W_s é o peso da areia seca.

c) Umidade relativa e radiação solar

A umidade relativa pode tanto aumentar como diminuir o potencial de transporte. Umidade relativa alta sobre superfícies frias, à noite, por exemplo, pode aumentar a umidade contida através da formação de orvalho nos grãos de areia (Belly, 1962; e Johnson, 1965), enquanto que a umidade relativa baixa pode facilitar o processo de secagem, aumentando as taxas de transporte. Embora a medida de umidade relativa seja simples, a correlação de medidas com mudanças na umidade ainda não foi estabelecida e requer experimentação cautelosa.

A radiação solar também irá influenciar na umidade através do controle das taxas de evaporação. Hyde e Wasson (1983) demonstraram que, a incidência de radiação de ondas curtas nas superfícies de areia, influencia nos processos de transporte. Contudo, os encadeamentos quantitativos não foram estabelecidos.

1.2 Registros Depositionais Eólicos

A formação de sistemas de dunas costeiras de areia não é somente uma resposta para uma simples conceituação, mas para séries fisicamente complexas de processos associados a transporte de sedimentos por fluidos (Bagnold, 1941).

Segundo Villwock (1987), as areias que constituem os corpos arenosos litorâneos são constantemente remobilizadas pelos ventos que sopram nas regiões costeiras. Nas costas em que os ventos dominantes sopram do mar, grandes volumes de areia são levados da praia e acumulados em campos de dunas.

Bagnold (1941) definiu o termo duna como sendo um monte de areia capaz de se locomover e que independe de qualquer feição do terreno.

As dunas costeiras são depósitos eólicos que ocorrem em barreiras arenosas além da zona pós-praia em praias oceânicas, estuarinas, lagunares e lacustres, desde regiões polares até equatoriais. Elas se desenvolvem em locais de grande disponibilidade de sedimentos e com freqüente ocorrência de ventos (Carter *et al.*, 1990).

Diversos tipos morfológicos de dunas costeiras podem ser iniciados e formados a partir de praias arenosas. Os campos de dunas podem variar em largura de poucas centenas de metros a alguns quilômetros continente adentro (Hesp, 1999).

Diversos fatores ambientais atuam simultaneamente para determinar a morfologia da duna e condicionam suas características em escala local. São eles: a morfodinâmica da linha de costa; a sedimentologia (tamanho, forma e composição dos grãos), as direções e velocidades dos ventos; a quantidade e sazonalidade da precipitação; e os padrões de distribuição e abundância das espécies vegetais (Short & Hesp, 1982; Carter *et al.*, 1990; Seeliger *et al.*, 2000).

De acordo com McKee *et al* (1979), a morfologia de uma duna reflete a característica do sedimento e o vento de superfície. Em algumas áreas a vegetação pode ser um fator significativo e as interações com obstáculos topográficos também podem originar a formação das dunas.

1.2.1 Classificação das Dunas

Segundo Sígolo (2000), existem duas classificações principais, sendo que a primeira considera sua estrutura interna e a segunda os aspectos morfológicos.

A classificação baseada na estrutura leva em consideração a sua dinâmica de formação, sendo reconhecidos dois tipos de dunas: estacionárias e migratórias.

Dunas estacionárias: na construção da duna, os grãos de areia vão se agrupando de acordo com o sentido preferencial do vento, formando acumulações, geralmente assimétricas, que podem atingir centenas de metros de altura e muitos quilômetros de comprimento. A parte da duna que recebe o vento (barlavento) possui inclinação baixa, de 5 a 15 graus, enquanto a outra face (sotavento), é bem mais íngreme, com inclinação de 20 a 35 graus (Fig. 4). Nas dunas estacionárias, as sucessivas camadas vão sendo depositadas sobre a superfície do terreno, criando uma estrutura interna estratificada. Essas dunas ficam imóveis por diversos fatores, tais como aumento da umidade, que aglutina os grãos pela tensão superficial da água, obstáculos internos (blocos de rocha) ou desenvolvimento de vegetação junto à duna.

Dunas migratórias: o transporte dos grãos nas dunas migratórias segue, inicialmente, o ângulo de barlavento, depositando-se em seguida a sotavento (Fig. 4). Isto gera uma estrutura interna de leitos com mergulho próximo da inclinação do sotavento. Esse deslocamento contínuo causa a migração de toda a duna.

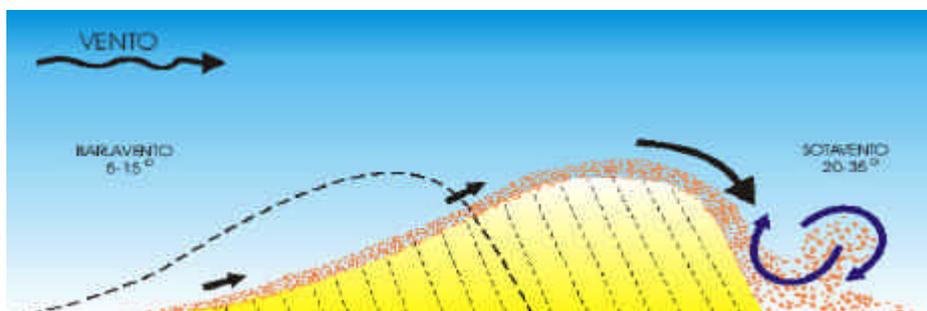


Figura 4: Formação e estrutura interna de uma duna migratória (os ângulos do barlavento e sotavento foram exagerados) (Extraído de Sígolo, 2000).

2) A classificação baseada nos aspectos morfológicos foi estudada por McKee *et al* (1979), e considera grupos de dunas com relação a sua forma e número de faces de deslizamento: crescente, linear, reverso, estrela e parabólica (Fig. 5).

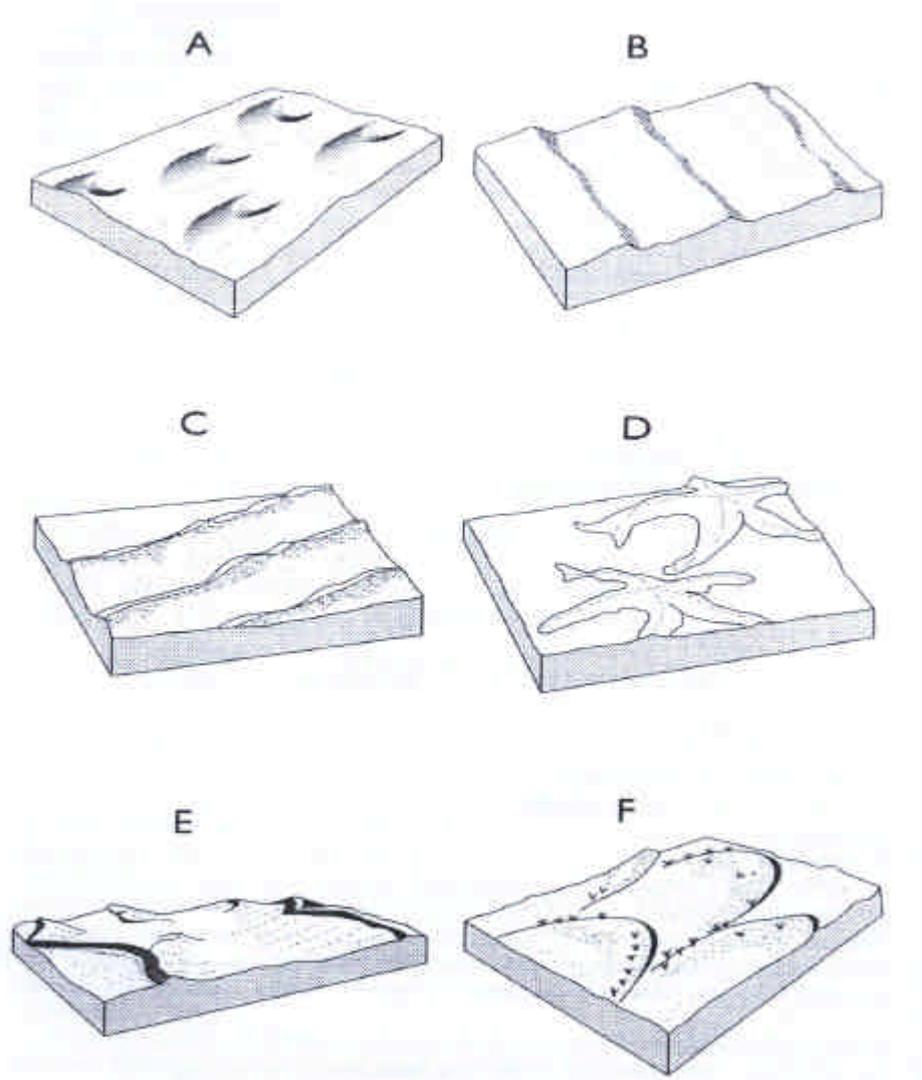


Figura 5: Principais tipos de dunas. A: Barcana; B: Cumes crescentes; C: Linear; D: Estrela; E: Reversa; F: Parabólica (Extraído de McKee *et al* 1979).

Neste trabalho foi adotada a classificação proposta por Tomazelli (1990), baseada em critérios morfológicos e descritivos, já que se trata de um sistema eólico costeiro no Rio Grande do Sul.

De acordo com esse autor, as dunas podem ser divididas em 4 tipos principais:

a) Dunas vegetadas

Dunas embrionárias

Dunas frontais (*foredunes*)

Dunas do tipo *Nebka*

b) Dunas livres

Barcanas

Cadeias barcanóides

Dunas transversais

c) Depósitos eólicos mantiformes (lençóis de areia)

d) Feições associadas à deflação eólica

Depressões circulares (*blow-out*)

Dunas parabólicas

Dunas lineares

Lençóis arenosos parabólicos

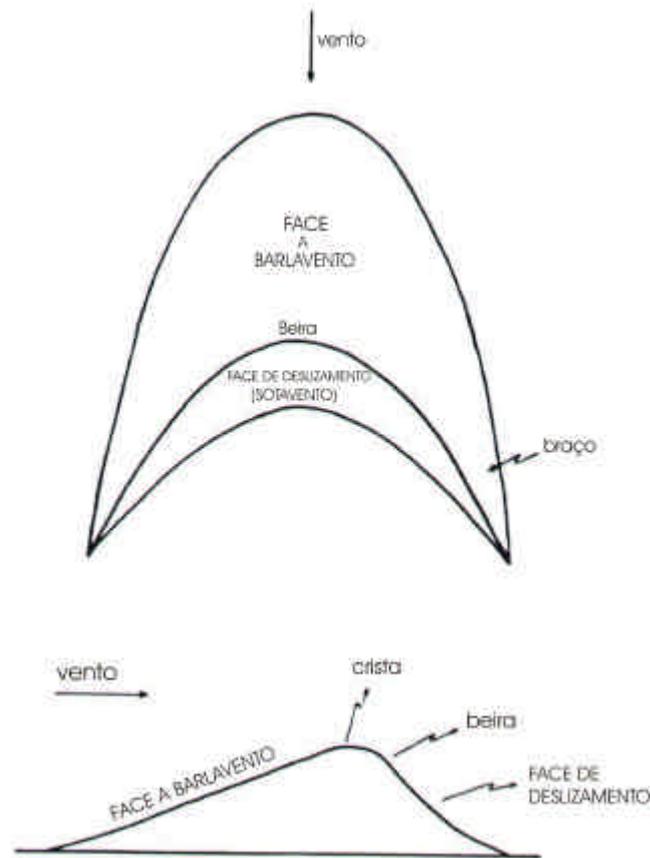


Figura 6: Feições descritivas das dunas do tipo barcana, vistas em planta (A) e em perfil longitudinal (B) (Extraído de Tomaze Ili, 1990)

Nas dunas vegetadas, as feições eólicas são controladas pela interação do vento com a vegetação costeira. Elas podem ser parcialmente fixas, dependendo da densidade da cobertura vegetal.

Dunas embrionárias: desenvolvem-se junto à praia, próximas ao limite de maré alta, na base das dunas frontais, devido à areia trazida pelo vento que se acumula ao encontrar algum obstáculo pelo caminho. Em alguns casos, podem ter um caráter aparentemente efêmero.

Dunas frontais: desenvolvem-se a partir das dunas embrionárias que cresceram em altura e coalesceram-se lateralmente, formando um cordão arenoso. Durante os

eventos de tempestade, as ondas atingem diretamente as dunas frontais, erodindo boa parte da face voltada para a praia, modificando desta forma o perfil da duna e se transformando em uma escarpa.

Dunas do tipo *Nebka*: ocupam uma faixa de terreno situada entre as dunas frontais e as dunas livres, uma região que se caracteriza morfologicamente por uma topografia fragmentada, irregular, fracamente ondulada e sem orientação definida. São dunas vegetadas, monticulares, que se desenvolvem controladas por núcleos de vegetação, de densidades e tipos variados, mesclando, em consequência, formas arredondadas com formas mais orientadas.

As dunas livres ocorrem em locais de grande disponibilidade de areia na praia, conjugado a um regime de ventos muito favorável à movimentação da areia em direção ao continente. Geralmente não ocorre presença significativa de vegetação.

Dunas barcanas, cadeias barcanóides e dunas transversais: todos esses tipos podem ser incluídos na categoria de dunas transversais, já que apresentam a crista orientada de forma transversal à direção do vento efetivo e que migram segundo essa mesma direção. A figura 7 ilustra as principais diferenças morfológicas entre esses três tipos de dunas, as quais podem ser atribuídas à maior ou à menor disponibilidade de areia.

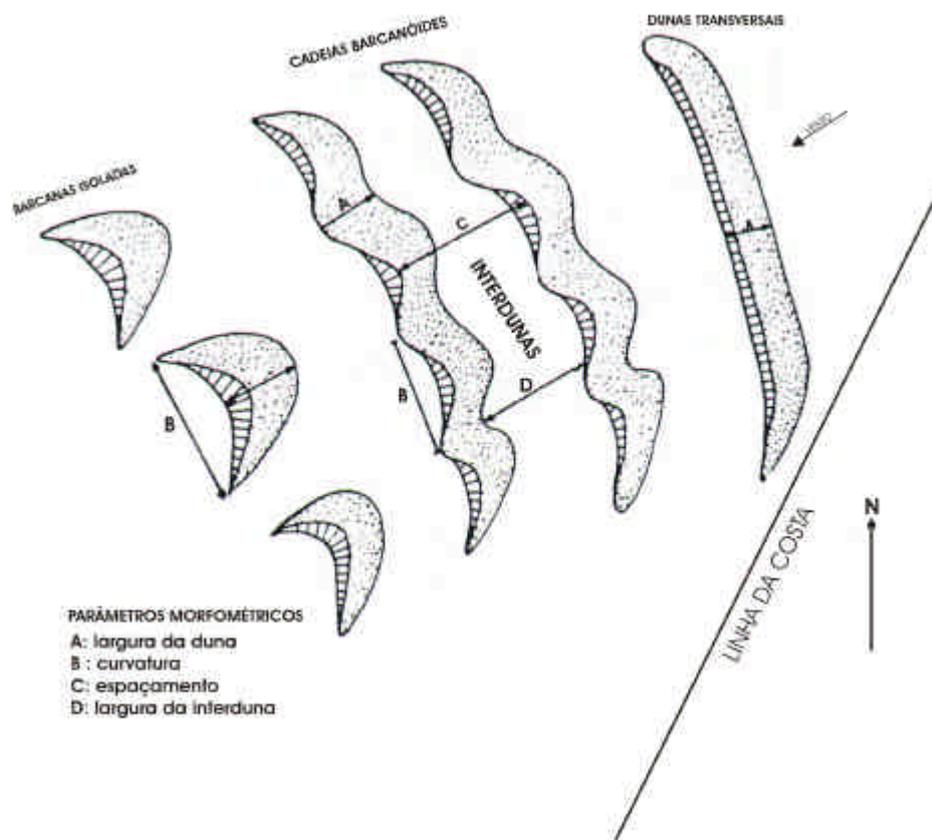


Figura 7: Principais tipos de dunas livres com seus parâmetros morfométricos mais significativos (Extraído de Tomazelli, 1990).

Os depósitos eólicos mantiformes correspondem a acumulações arenosas promovidas pelo vento sem que ocorra o desenvolvimento de morfologia de dunas. Embora não apresentem feições como cristas ou faces de deslizamento, esses lençóis arenosos se prolongam alinhados na direção do vento dominante. Esses mantos de areia podem desenvolver-se em qualquer parte do campo eólico, mas ocorrem mais frequentemente na margem vegetada, próximo à praia.

Feições associadas à deflação eólica:

- Blow-outs: bacias de deflação com formas aproximadamente circulares ou elípticas e que se desenvolvem ao longo da duna frontal.
- Dunas parabólicas: associadas a terrenos parcialmente vegetados, elas possuem seus “braços” caracteristicamente voltados para direção do vento.
- Dunas lineares: correspondem a projeções longitudinais ao vento dominante, alimentadas através de blow-outs existentes na duna frontal, ou então são feições associadas à migração de dunas parabólicas.
- Lençóis arenosos parabólicos: São feições que transgridem os terrenos vegetados, mantendo uma orientação longitudinal ao vento dominante. Morfologicamente, eles apresentam uma configuração intermediária entre a dos depósitos eólicos mantiformes e a das dunas parabólicas propriamente ditas.

2. Regime de Ventos e Potencial de Deriva Eólica na Planície Costeira do Rio Grande do Sul

Diversos trabalhos foram feitos com o intuito de estudar o regime de migração das dunas eólicas costeiras, isto é, a quantidade de areia que o vento potencialmente transportou em uma determinada direção. Os parâmetros mais importantes que devem ser considerados neste tipo de análise são a velocidade, direção, frequência e tempo em que o vento soprou em alguma direção.

Tomazelli (1990) determinou o regime de ventos da Planície Costeira do RS com os dados de três estações meteorológicas situadas nas cidades de Torres, Imbé e Rio Grande, no período de 1970 a 1982. A análise dos dados mostrou, nas três estações, que o vento mais freqüente provinha da direção NE (Fig. 8). A variabilidade direcional dos ventos foi atribuída aos efeitos topográficos locais, como a baixa frequência de ventos W na estação de Torres devido a sua posição protegida pelo planalto da Serra Geral.

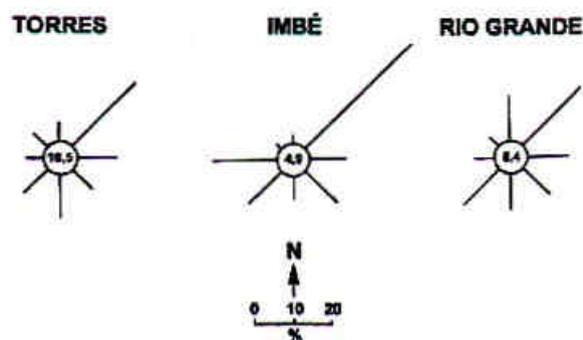


Figura 8: Diagrama das freqüências percentuais das direções de proveniência dos ventos nas estações meteorológicas de Torres, Imbé e Rio Grande (Extraído de Tomazelli, 1993)

Para determinar a proporção de deriva de areia transportada pelo vento, este autor utilizou a metodologia desenvolvida por Fryberger (1979), baseada em cálculos de estima de potencial de transporte. A mesma está explicada detalhadamente no capítulo 2 deste trabalho.

O número resultante obtido através da equação corresponde ao que esse autor denominou de Potencial de Deriva (*Drift Potencial* – DP) de areia e é, portanto, uma medida da quantidade relativa de areia que potencialmente pode ser movida pelo vento em um determinado período de tempo.

Nas três estações foi observada uma significativa variação sazonal na potencialidade do transporte de areia, pois os meses de primavera e verão apresentam um potencial de deriva superior aos meses de outono inverno.

A figura 9 mostra as rosas de areia representativas dos dados de potencial de deriva anual nas três estações. Os resultados encontrados mostraram que a direção de deriva resultante (RDD) aponta para SW, concordando plenamente com a configuração morfológica e a migração geral dos campos de dunas. De acordo com a classificação

de Fryberger (1979), Tomazelli considerou o regime de ventos dessa região como um “regime de alta energia” ($DP > 400 \text{ vu}$).

A fim de quantificar o movimento migratório das dunas eólicas, foi feita também uma análise de fotografias aéreas de diversas datas de vôo, incluindo o monitoramento direto em campo. Os resultados revelaram taxas médias anuais variáveis entre 10 e 38m/ano e o monitoramento direto no terreno mostrou que a duna migrou numa taxa média de cerca de 26m/ano, no sentido SW.

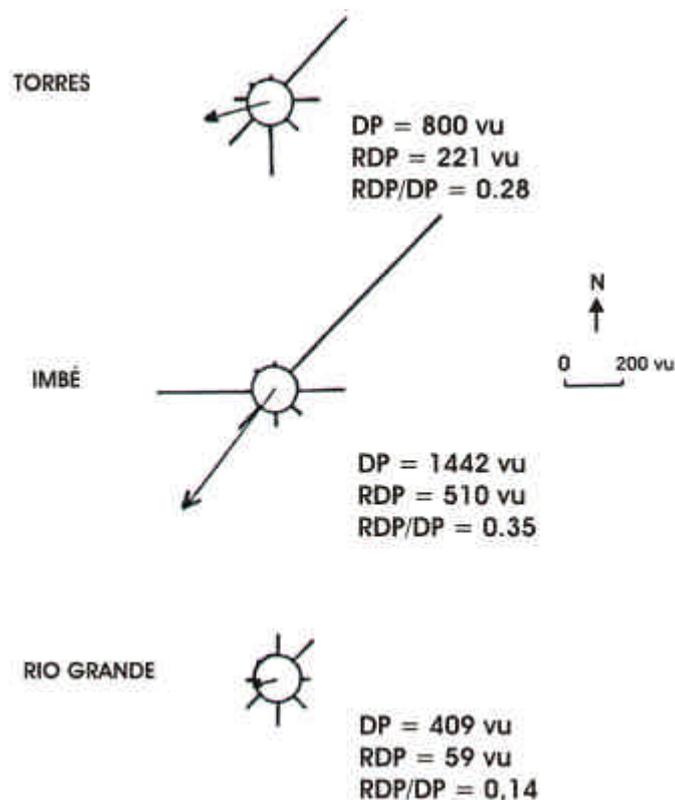


Figura 9: Diagrama de rosa das freqüências percentuais para cada direção de proveniência do vento nas estações de Torres, Imbé e Rio Grande. Período de observação: 1970-1982 (Extraído de Tomazelli, 1993).

Arejano (1999), analisou os dados de duas estações meteorológicas localizadas nos municípios de Rio Grande e Santa Vitória do Palmar entre os anos de 1976 e 1996. De acordo com este autor os registros não estão sujeitos a interferências, visto que ambas estações encontram-se localizadas sobre uma planície arenosa aberta e livre de

qualquer interferência. Os resultados encontrados revelaram que o vento que provém da direção NE é o de maior freqüência e também o mais intenso, sendo mais importante nos meses de primavera e verão. Os ventos provenientes de SW nos meses de outono inverno e SE nos meses de inverno e primavera, mostraram-se também importantes.

Para calcular o deslocamento das dunas, Arejano (1999) utilizou a equação de Fryberger (1979) e o monitoramento em campo. Os resultados obtidos mostraram que o potencial de deriva de areia pelo vento (PD) em Rio Grande e Santa Vitória do Palmar foram de 61,5 uv e 63,0 uv respectivamente. Dessa forma, o regime de ventos da área de estudo foi classificado como um regime de “baixa energia” ($PD < 200uv$). Segundo esse autor a discrepância destes valores com os de Tomazelli (1993) foi atribuída a um tratamento estatístico dos dados diferente e à divergência entre as séries históricas dos dados utilizados. As taxas médias de migração de dunas, determinadas para um período de 10 meses, nas estações de Cassino, Sarita e Albardão, apresentaram valores de 14m, 17,3m e 19m para SW, respectivamente.

Tabajara (2003), realizou um estudo de transporte eólico das areias entre a praia e a duna. A metodologia utilizada por este autor incluiu dois tópicos principais: (1) Medidas de transporte eólico teórico e (2) Medidas diretas em campo.

No primeiro tópico foi utilizada a equação de Fryberger (1979) para os cálculos de deriva potencial eólica. As medidas de campo foram desenvolvidas com o auxílio de armadilhas de areia, de acordo com o modelo desenvolvido por Rosen (1979). As armadilhas foram instaladas em perfis consecutivos, cobrindo a região do pós-praia, duna embrionária, topo da duna frontal.

Os resultados encontrados mostraram que a freqüência percentual dos ventos provenientes do mar (NE, E, SE), entre setembro de 1998 e fevereiro de 1999, contribuíram com quase 70% da freqüência das direções, sendo que 40,5% na direção NE (Fig. 10).

DIREÇÃO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	DP sem.
N	0	0	0	0	0	0	0
NE	36,8	26,5	83,5	56,5	30,6	7	240,9
E	7,6	10,1	3,7	11,9	17,8	1,8	52,8
SE	4,8	0	2,6	8,5	33,7	8,3	57,9
S	1,2	0	0,5	0,8	0,8	0,4	3,8
SW	1,6	0	0	16,9	2,3	0,4	21,3
W	8,4	0	0	0	0,8	0,9	10,1
NW	3,6	0	0	50,4	0,4	0	54,4
Total	64	36,5	90,3	145,1	86,3	18,9	441,1

Figura 10: Tabela de potencial de deriva mensal e semestral na estação de Imbé, entre setembro de 1998 e fevereiro de 1999 (Extraído de Tabajara, 2003).

A tabela 10 acima resume os dados do potencial de deriva mensal e semestral encontrados por este autor. O vento NE apresentou o maior potencial de deriva 241uv. Após realizar um balanço do potencial de deriva mensal entre os ventos que sopram para fora da costa (SW, W, NW) frente aos ventos que sopram para dentro da costa (NE, E, SE), Tabajara (2003) constatou que a direção da deriva resultante neste período foi sempre para dentro da costa. Isso significa que o potencial de transporte dos ventos para transferir a areia da praia até a duna foi favorecido durante os meses de novembro e janeiro (que apresentaram maiores valores de deriva resultante), em relação aos ventos opostos, que retiraram areia da duna para o mar.

Para um determinado vento com velocidade acima do limiar de movimento das areias ($V > 5\text{m/s}$) as características topográficas da praia ou a sua morfologia subaérea tiveram um efeito direto no volume e nas taxas de transporte de areia. Ventos que provinham de NE, oblíquos à praia e com velocidade moderada, foram mais efetivos em relação aos ventos de maior magnitude ou do quadrante SE, por não desenvolverem um *run-up* elevado e marés meteorológicas.

3. Morfodinâmica e migração de dunas eólicas

As dunas eólicas, tanto frontais quanto continentais, estão submetidas aos processos dinâmicos gerados pelas mudanças climáticas locais. Com o passar do tempo essas dunas podem migrar para locais próximos ou distantes de sua origem, dependendo, é claro, dos diversos fatores condicionantes (energia do vento, geografia regional, dentre outros). Baseados nessas premissas, diversos trabalhos foram desenvolvidos a fim de caracterizar e quantificar essa movimentação, levando também em consideração as alterações na forma, altura e largura das dunas.

Ugri (2000), realizou um mapeamento da evolução da vegetação nas dunas costeiras no litoral sul do RS, mais especificamente, entre a barra da Laguna dos Patos e o Balneário Hermenegildo. A partir de fotografias aéreas verticais de 1947, 1966 e 1996 esse autor detectou que a cobertura vegetal das dunas aumentou nos últimos 50 anos, em resposta à elevação do lençol freático. Em 1947, as dunas costeiras eram compostas, na sua maior parte, por ambientes secos representados pelas dunas não vegetadas ou esparsamente vegetadas. Gradualmente, estes ambientes secos foram sendo substituídos por brejos úmidos dominados por *Androtrichium trigynum* e banhados com *Scirpus* sp. Em 1996, os brejos e banhados excediam os ambientes secos (Seeliger *et al.*, 2000).

Martinho (2004) estudou a morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivas na região de Jaguaruna-Imbituba, SC. De acordo com essa autora, a sobreposição dos vetores referentes à posição do campo de dunas de Ibraquera, em 1956 e 1995, permitiu observar sua taxa e rumo de migração ao longo desse período. Mediram-se deslocamentos das frentes de avanço principais (lobos deposicionais) e secundárias, bem como de limites entre o campo de dunas e a planície deflacionar, conforme a figura 11.

Pontos	Feição comparada	Medidas de deslocamento		
		Distância (m)	Taxa média (m/ano)	Rumo (azimute)
1	Lobo deposicional	236	5,9	215
2	Lobo deposicional	25	0,6	210
3	Lobo deposicional	108	2,7	209
4	Lobo deposicional	161	4	210
5	Lobo deposicional	143	3,5	205
6	Lobo deposicional	97	2,4	215
7	Lobo deposicional	147	3,6	215
8	Lobo deposicional	184	4,6	215
9	Cordão de precipitação	35	0,8	300
10	Cordão de precipitação	126	3	308
11	Limite entre campo de dunas e planície deflacionar	319	8	226
12	Limite entre campo de dunas e planície deflacionar	523	13	220

Figura 11: Medidas de deslocamento de feições do campo de dunas de Ibraquëra, ao longo de 39 anos (1956 a 1995). (Extraído de Martinho, 2004)

O deslocamento das cristas de cadeias barcanóides somente foi possível de ser medido a partir das fotografias aéreas de 1956 e 1979. Neste intervalo de tempo estas feições migraram em média 70m no azimute 210, à taxa média de 3m/ano. A altura influi na taxa de migração, já que as feições mais baixas tendem a migrar com maior velocidade do que as mais altas, pois possuem menor quantidade de areia. Por este motivo, observa-se na figura 12 que diferentes lobos deposicionais migram com taxas distintas, e que os cordões de precipitação migram com velocidade relativamente lenta. A inclinação do terreno também controla a taxa de migração. É o que acontece nos pontos 2, 5 e 6, onde terreno a sotavento do lobo é em aclave e, por este motivo, as feições migram de modo mais lento.

Das feições estudadas, a que apresentou maior taxa de migração foi a zona limítrofe entre o campo de dunas e a planície de deflação (em média 10m/ano), sendo que o campo de dunas sofreu encurtamento em cerca de 15%.

Jimenez, *et al* (1999), fizeram um estudo da migração de dunas eólicas ao longo da costa do Ceará. Para tal realizaram uma análise de fotografias aéreas verticais de 1958 a 1988 e adicionaram um novo método de medida de taxas de migração,

utilizando como ponto de referencia a vegetação. Nesta área, durante a estação úmida, as altas taxas de precipitação promovem o crescimento da vegetação e reduzem as taxas de transporte eólico, o que resulta numa fixação temporária da duna. Ao contrário, durante a estação seca, a vegetação diminui e a energia do vento se intensifica promovendo a movimentação da duna. Nessas condições a extremidade da duna ocupada pela vegetação remanescente marca uma cúspide que indica o local que a duna ocupou anteriormente.

De acordo com este autor neste local ocorrem dunas do tipo barcana e lençóis de areia e as taxas de migração variaram conforme o volume da duna, ou seja, quanto maior a duna menor a migração. Constatou ainda que as dunas nesta área são altamente móveis com taxas de 17,5m/ano para as barcanas e 10m/ano para lençóis de areia.

4. Objetivos Gerais

O presente trabalho tem por objetivo realizar uma caracterização da dinâmica geomorfológica das dunas eólicas da área de estudos. Para tal, é necessário analisar os seguintes parâmetros:

- A dinâmica climática da região;
- O regime de ventos (velocidade e direção);
- O potencial de deriva de areia submetida à ação eólica;
- O comportamento morfodinâmico das dunas;
- A capacidade de migração das dunas de acordo com o transporte eólico e a geografia da área;

O campo de dunas selecionado está inserido na Reserva Ecológica do Taim (classificado como estação ecológica pelo IBAMA). Segundo Nogueira (1991), diversos fenômenos naturais podem representar ameaças e riscos a esse ecossistema e destaca os de maior importância:

- ✓ Incêndios e queimadas; secas e cheias (decorrentes do manejo indevido das comportas existentes);

- ✓ Caça e pesca predatórias;
- ✓ Soterramento de banhados e lagoas pelo deslocamento de areia;
- ✓ Armazenamento indevido de defensivos agrícolas

Desta forma, fica notória a importância de um estudo mais aprofundado das direções e velocidade de migração das dunas eólicas nesta área, face à existência de diversos riscos ambientais relacionados a numerosos usos conflituosos do espaço físico.

5. Caracterização e Localização da Área de Estudo

A área selecionada para realização deste trabalho é composta por um campo de dunas eólicas localizado na margem leste da Lagoa Mangueira, aproximadamente entre os paralelos 329000 e 330000 de longitude e 6317000 e 6318000 de latitude (coordenadas UTM).

O Sistema Hidrológico do Taim (SHT) (cf. Motta Marques *et al* 2002) está localizado entre o Oceano Atlântico e a Lagoa Mirim, sul do Estado do Rio Grande do Sul, Município de Santa Vitória do Palmar e do Rio Grande, 32°20' e 33°00' S e 52°20' e 52°45' W (Fig. 12). Essa região faz parte de um *continuum* de áreas alagáveis que se estendem da cidade de Pelotas, passando por Rio Grande até o Uruguai. Este *continuum* é caracterizado por seus banhados e lagoas associadas, de água doce, numa dinâmica de baixo relevo marginal ao Oceano Atlântico.

A região de inserção do SHT é composta essencialmente de quatro unidades ecodinâmicas: a Planície Marinho-Eólica, o alinhamento dos Banhados Pós-Planícies Marinho-Eólica, o Platô de Santa Vitória do Palmar/Formação Chuí e o Mosaico do Sudeste da Lagoa Mirim.

O Banhado do Taim, por sua vez, está contido, em sua maioria, na unidade dos Banhados Pós-Planícies Marinho-Eólica, entre a Lagoa Mangueira e a BR-417, integrando o Sistema Hidrológico do Taim. Na área podem ser encontrados ecossistemas costeiros, límnicos e terrestres.

O campo de dunas desse estudo faz parte do sistema deposicional Laguna-Barreira IV (Villwock 1984), que mostra uma largura variável entre 2 e 8km e estende-

se praticamente ao longo de toda linha de costa do RS. Em resposta a um regime de ventos de alta energia proveniente de NE, as dunas livres – predominantemente do tipo barcanóide – migram no sentido SW, transgredindo terrenos mais antigos e avançando para dentro dos corpos lagunares adjacentes (Tomazelli, 1990, 1993).

Esse trabalho está inserido no PELD (Programa Brasileiro de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração) – O Sistema Hidrológico do Taim, *site* 7, definido por Motta Marques *et al* 2002.

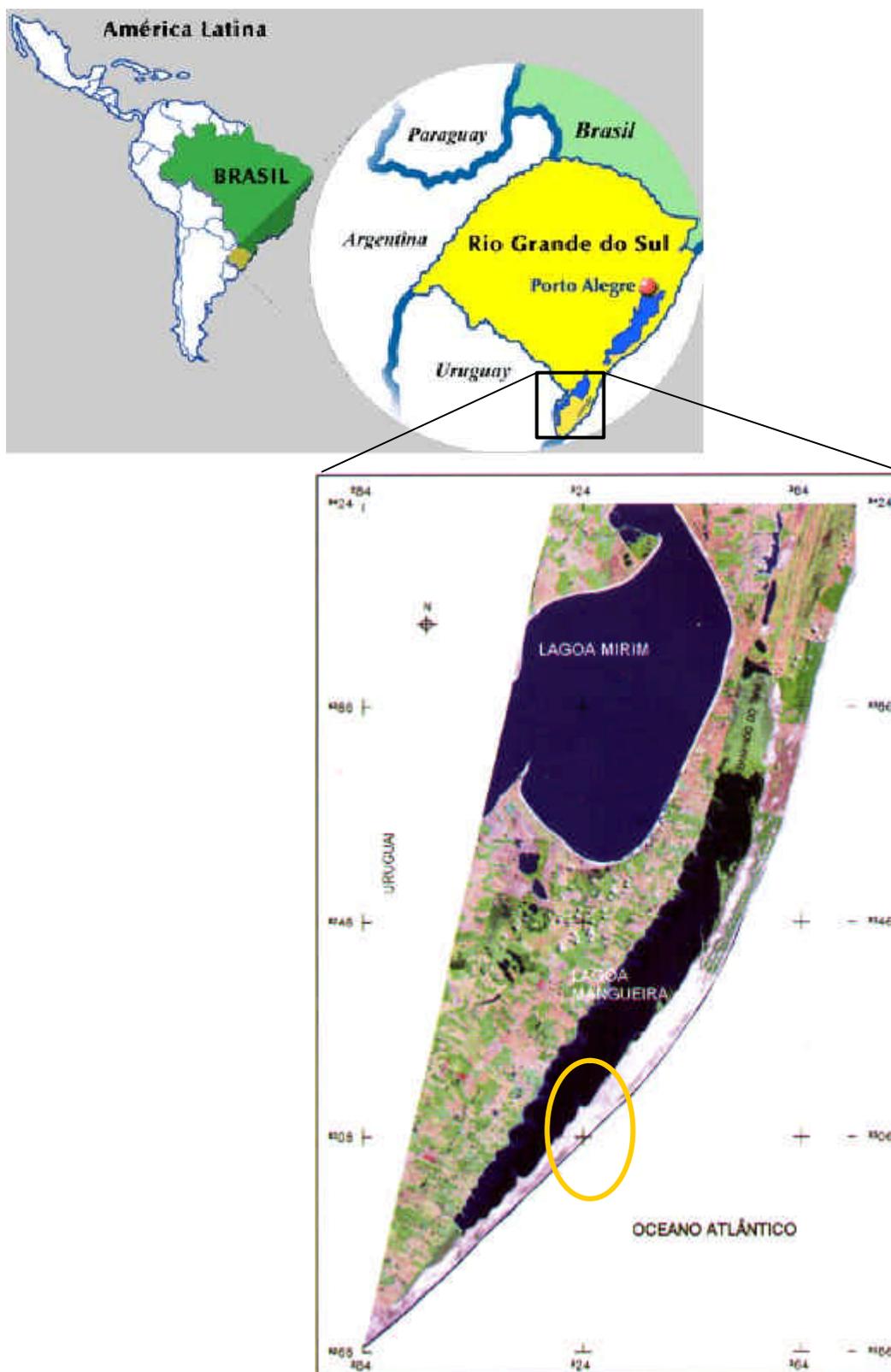


Figura 12: Sistema Hidrológico do Taim – Site 7 (Extraído de Motta Marques *et al* 2002). Em destaque no círculo amarelo, o campo de dunas estudado.

6. Contexto Regional

6.1 Geologia e tectônica

A costa Sul do Brasil estende-se do Cabo de Santa Marta até o Arroio Chuí e caracteriza-se por uma ampla planície costeira com cerca de 700km de comprimento até 120km de largura (Fig.13). Essa costa é marcada por um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas que aprisiona um extenso sistema lagunar (Laguna dos Patos e Mirim), e uma série de outros corpos de água isolados ou interligados com o mar por intermédio de canais estreitos e rasos. Do Cabo de Santa Marta até Tramandaí, a planície é mais estreita e tem seu limite interno marcado pelas escarpas da Serra Geral, borda leste da Bacia do Paraná, que chegam até a linha de costa atual, em Torres, formando ali o único promontório rochoso deste trecho. De Tramandaí até o Arroio Chuí, a planície se alarga e tem seu limite interno nos terrenos muito dissecados do Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguaio (Villwock, 1994).

Os movimentos tectônicos da crosta, o clima e as variações do nível do mar exercem uma influência direta na morfologia das regiões costeiras. A costa atlântica é marcada por uma margem continental do tipo passiva que se contrapõe à costa pacífica construída sobre uma margem continental ativa (segundo classificação de Inman & Nordstron, 1971 e Villwock, 1987). Esta se caracteriza por apresentar predominância de terras altas com intensas atividades vulcânicas, o que propicia a geração de grandes quantidades de sedimentos que se dirigem à planície costeira através dos diversos sistemas de drenagem, até chegarem ao litoral, formando sistemas lagunares e extensas plataformas continentais (Vilwock, 1995).

A evolução tectônica da margem continental brasileira está relacionada aos eventos que conduziram à abertura do Oceano Atlântico, iniciados no jurássico e que resultaram na ruptura do antigo continente Gondwana. Nesse contexto geológico desenvolveram-se as bacias marginais brasileiras, onde espessas camadas de rochas sedimentares foram acumuladas. A exposição da costa americana ao mar submeteu-a

aos processos erosivos provocados pela dinâmica oceânica, porém, como se pode observar hoje, a costa sudeste é marcada pela presença de costas altas, com predominância de promontórios rochosos, enquanto a sul está constituída de uma planície costeira com extensas barreiras arenosas, campos de dunas e lagoas. Esta diferença deve-se ao fato de que a costa sudeste foi submetida a eventos tectônicos envolvendo falhamentos e soerguimentos de blocos que geraram a serra do mar. A costa sul sofreu menor intensidade de processos tectônicos, o que possibilitou o aplainamento do embasamento e o desenvolvimento de uma ampla planície costeira (Vilwock, 1995).

A província costeira do Rio Grande do Sul compreende duas unidades geológicas principais: O embasamento cristalino e a Bacia de Pelotas.

O embasamento é representado por uma plataforma composta pelo complexo cristalino pré-cambriano e pelas seqüências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná, cujas unidades constituíram, ao longo do tempo geológico, a fonte dos sedimentos que ocuparam as áreas de subsidência da bacia marginal de Pelotas. Essa bacia possui um mergulho de baixo valor em direção à costa, ocupando uma área de cerca de 70.000 quilômetros quadrados, onde estão acumulados aproximadamente 8.000 metros de sedimentos clásticos continentais, transicionais e marinhos, associados às sucessivas transgressões e regressões marinhas que ocorrem durante a era cenozóica.

A planície costeira caracteriza a porção emersa desta bacia, com relevo plano, levemente ondulada e predominantemente composta de sedimentos arenosos em meio a um complexo sistema de lagoas costeiras (incluindo a Laguna dos Patos, Mirim, Barros e Quadros) (Horn, 1988).

Para Rambo (1956), todo o litoral rio-grandense é de origem geológica recente quaternária. Assim, entende-se que o oceano, em tempos pré-quaternários, atirava suas ondas de encontro aos maciços montanhosos, de granito arqueano, desde o sul do Chuí até o leste de Porto Alegre; de meláfiro pós-triássico, desde a Lagoa dos Barros até Torres. As razões geo-históricas do retrocesso do litoral residem em quatro fatores: a plataforma continental, a abundância de areias, a direção predominante do vento e a configuração peculiar da costa primitiva.

6.2 Geomorfologia

O sistema morfogenético subtropical dos geossistemas rio-grandenses é definido pela condição morfoclimática, pelo grau de umidade anual e pela ecodinâmica vegetal. As condições climáticas estabelecidas pela variação térmico-pluviométrica desencadeiam processos morfogenéticos continentais, liberando ampla massa clástica. As drenagens deslocam o material intemperizado para faixa litorânea que assume, dessa forma, características hidrossedimentares. A planície costeira do Rio Grande do Sul corresponde à parte emersa da bacia sedimentar de Pelotas e à depressão lacustre lagunar. Formam a planície costeira a estreita faixa entre o escudo e a linha marginal até as lagoas litorâneas; as restingas do Rio Grande e São José do Norte e as grandes depressões lacustre lagunares.

De acordo com Villwock (1984), a compartimentação geomorfológica da planície costeira é composta pelas seguintes unidades:

a) Planície Aluvial Interna, que corresponde à faixa de terra que se estende entre as terras altas do Escudo Sul-Rio-Grandense e é caracterizada por terras baixas onde as coxilhas arredondadas das bordas do Escudo dão lugar a terraços dissecados pela drenagem atual.

b) Barreira das Lombas, que corresponde aos grandes corpos de água do sistema lagunar Patos-Mirim, uma faixa alongada na direção NE-SW, constituída por coxilhas arredondadas com elevações de até 100m. Essa barreira isolou, do lado do continente, o Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, representado atualmente pelas bacias do Gravataí e do Guaíba.

c) Barreira Múltipla Complexa, que corresponde à faixa de terra, estendendo-se ao norte, entre o planalto basáltico e o Oceano Atlântico e que, ao sul, foi responsável pelo isolamento do Sistema Lagunar Patos-Mirim. É caracterizada por uma sucessão de terraços, bastante aplainados e intercalados com depressões alongadas. A última dessas depressões é ocupada, atualmente, por um verdadeiro rosário de lagoas costeiras interligadas entre si e que resultaram de processos de segmentação de corpos lagunares maiores.

6.3 Sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS)

Na abordagem de Tomazelli *et al* (2000), sistema deposicional é uma assembléia tridimensional de litofácies interligadas geneticamente por processos e ambientes ativos (sistemas deposicionais modernos) ou inferidos (sistemas deposicionais antigos). Nessa óptica, as fácies sedimentares da PCRS passaram a ser entendidas como produtos de processos de acumulação desenvolvidos em ambientes pertencentes a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: (1) sistema de leques aluviais e (2) sistema tipo Laguna-Barreira (Fig. 13 e 14):

(1) Sistema de leques aluviais: este sistema engloba as fácies sedimentares formadas próximo às encostas das terras altas, a partir de processos gravitacionais e aluviais de transporte do material. Os sedimentos gradam destes elúvios e colúvios nas regiões proximais, até os depósitos nitidamente aluviais, associados, em geral, a canais anastomosados nas regiões mais distais. As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no sistema de leques aluviais dependem da natureza da área-fonte, incluindo a composição das rochas e a energia de relevo. Estes depósitos continentais começaram a se formar provavelmente ainda durante o terciário, e os processos responsáveis por sua gênese mantiveram-se ativos durante todo cenozóico.

(2) Sistema Laguna/Barreira I: corresponde ao mais antigo sistema deposicional do tipo “laguna-Barreira” da Província Costeira do RS. Desenvolveu-se como resultado de um primeiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico. A barreira I (“Barreira das Lombas”) cresceu ao longo de uma faixa com cerca de 250km de extensão, com orientação NE-SW, principalmente a partir da acumulação de sedimentos eólicos que se ancoraram, preferencialmente, em altos do embasamento. Em seu extremo NE esses altos são representados pelas rochas gondwânicas da Bacia do Paraná e, em direção SW, pelas rochas cristalinas do Escudo Pré-Cambriano.

As fácies sedimentares atualmente aflorantes na Barreira I correspondem a areias quartzo-feldspáticas avermelhadas, de granulação fina a média, muito bem

arredondadas, semi-consolidadas, que apresentam elevado conteúdo de matriz siltico-argilosa de origem diagenética.

O sistema lagunar I: ocupou as terras baixas situadas entre a barreira I e os terrenos mais antigos, formados principalmente pelas rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná e pelos terrenos pré-cambrianos da região de Porto Alegre, Viamão e Guaíba. A região abrange boa parte das bacias do rio Gravataí e do complexo fluvial do Guaíba.

A carga sedimentar trazida pelos rios acumulou-se dentro do Sistema Lagunar I, em ambientes de sedimentação lagunar, fluvial e paludial. Essa região sofreu a influência dos vários eventos transgressivos-regressivos que se sucederam durante o quaternário. Assim, o pacote que se acumulou no espaço geomorfológico do Sistema Lagunar I reflete esses diferentes eventos envolvendo depósitos aluviais, lagunares lacustres e paludiais de diversas idades.

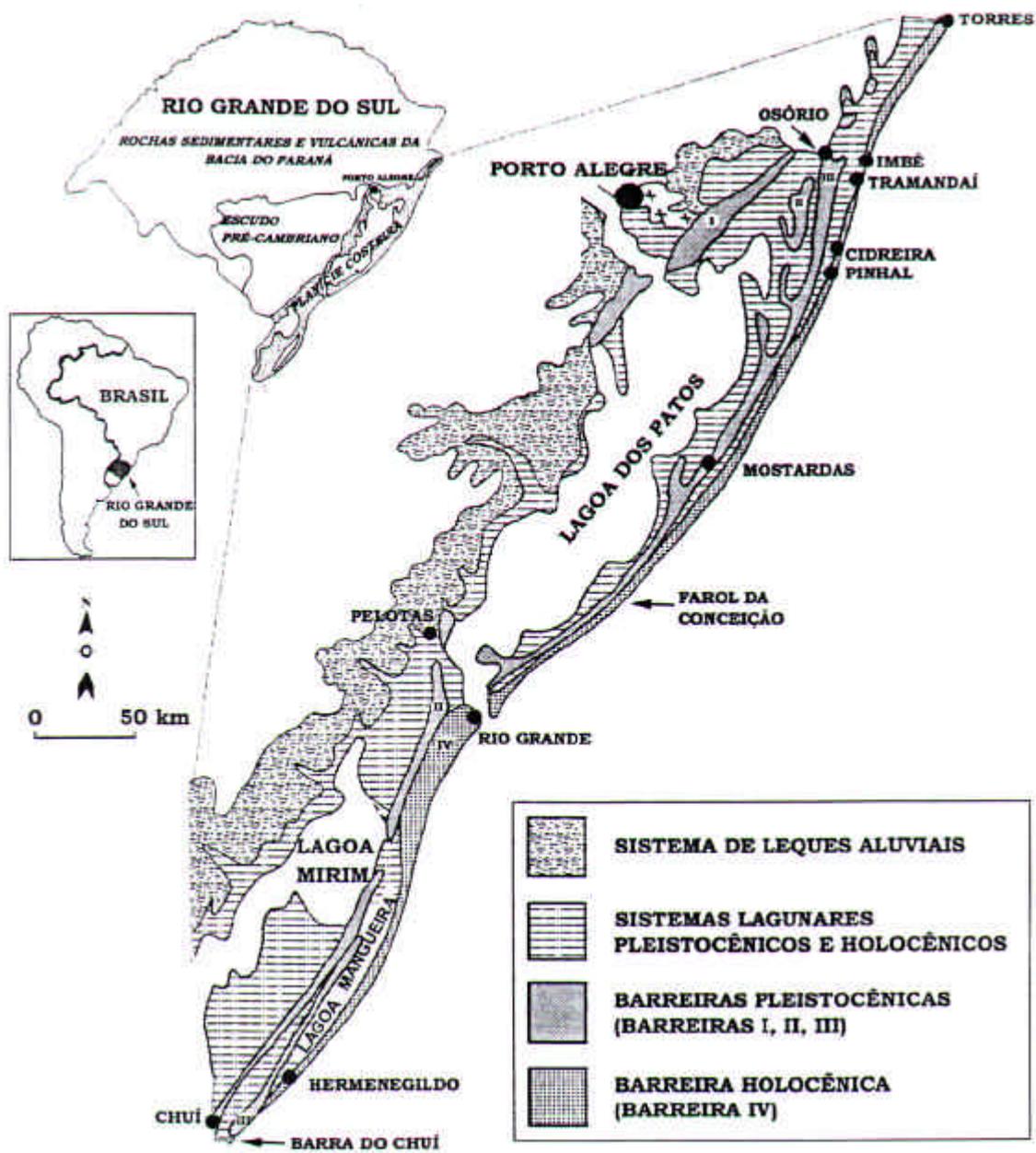


Figura 13: Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Extraído de Tomazelli e Vilcock, 1996).

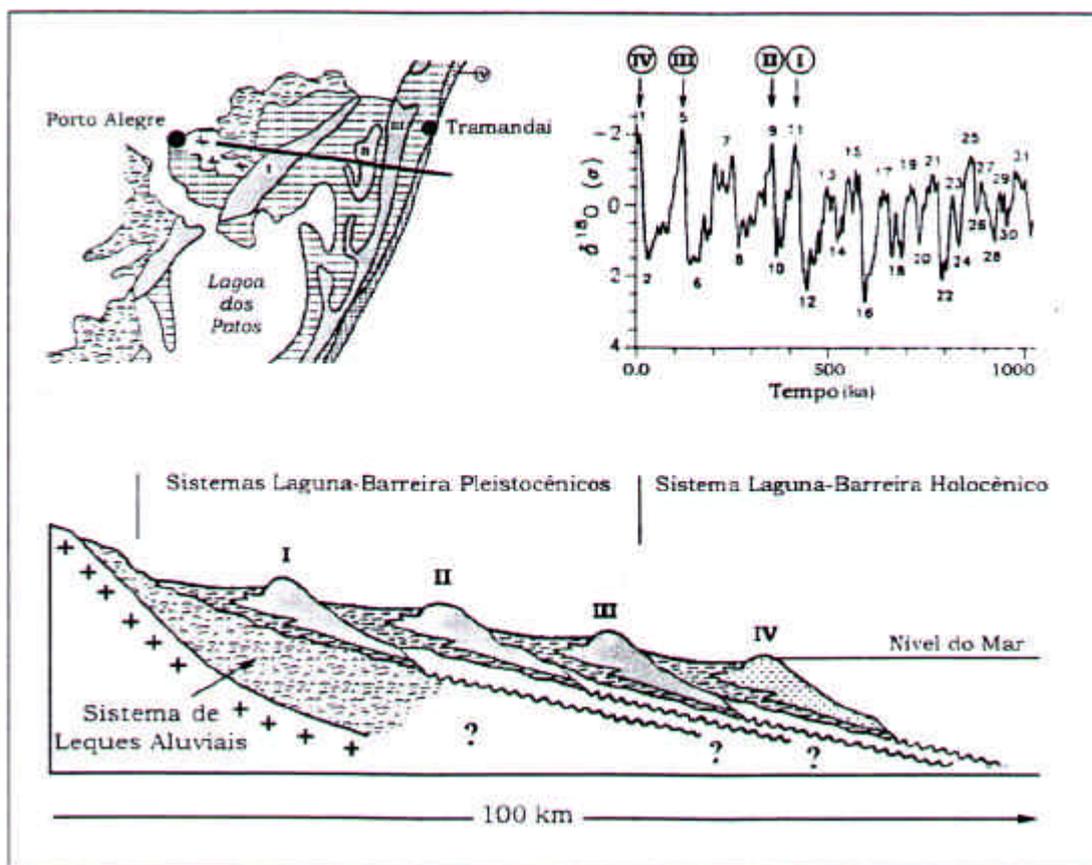


Figura 14: Perfil esquemático, transversal aos sistemas laguna-barreira, aproximadamente na latitude Porto Alegre. A curva isotópica de oxigênio (Imbrie et al., 1984) inserida no desenho correlaciona, tentativamente, as barreiras com os últimos picos da curva (Extraído de Tomazelli, 2000)

Sistema Laguna-Barreira II: resultou de um segundo evento transgressivo-regressivo pleistocênico. Este sistema corresponde ao primeiro estágio na evolução da “Barreira Múltipla Complexa” (Villwock 1977, 1984), cuja individualização foi responsável pelo isolamento da atual Lagoa dos Patos e pela Lagoa Mirim. Esse autor o denominou de “Sistema Lagunar Patos-Mirim”. As fácies praias e eólicas da Barreira II correspondem a areias quartzo-feldspáticas, castanho-amareladas, bem arredondadas e envoltas por matriz argilosa de natureza diagenética. Essas fácies refletem a sedimentação nos ambientes deposicionais que se desenvolveram nesta

região de retrobarreira, no tempo em que o Sistema Laguna Barreira II permaneceu ativo e durante os eventos transgressivos-regressivos posteriores. Durante a rápida transgressão do Sistema II, as águas do corpo lagunar avançaram sobre os sedimentos do sistema de Leques Aluviais, retrabalhando-os e esculpindo um terraço de abrasão que se estende por boa parte da margem oeste da planície costeira.

As características litológicas dos sedimentos acumulados no sistema lagunar II são muito semelhantes às do sistema lagunar III, descritos a seguir.

Sistema Laguna-Barreira III: A Barreira III esta associada a um terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico e encontra-se bem preservada no presente. Seu desenvolvimento, responsável pela implantação final do sistema lagunar Patos-Mirim, foi de fundamental importância na evolução geológica da PCRS.

Na parte setentrional da planície costeira, ao norte da região de Osório, estes depósitos encontram-se apoiados na base da escarpa da Serra Geral onde se interligam com tálus e outros depósitos de encosta pertencente ao Sistema de Leques Aluviais. Já na porção média (entre Osório e Rio Grande), os depósitos atuaram como uma verdadeira barreira, isolando do lado do continente, na região retrobarreira, um importante sistema lagunar (Sistema Lagunar III), hoje ocupado pela Lagoa dos Patos. Na porção meridional da planície, entre Rio Grande e Chuí, os depósitos correspondentes à Barreira III estendem-se igualmente de forma contínua, inicialmente ancorados nos depósitos da Barreira II e, mais ao sul, isolando um estreito sistema lagunar posicionado entre as duas barreiras, onde hoje nasce e corre o Arroio Chuí.

De acordo com Tomazelli *et al.* (1982) e Tomazelli (1985), a Barreira III é constituída, fundamentalmente, por fácies arenosas, de origem praias e marinho raso, recobertas por depósitos eólicos. Os sedimentos praias são compostos por areias quartzosas claras de granulação fina, bem selecionada e com estratificações bem desenvolvidas. Em alguns afloramentos ocorre grande quantidade de tubos fósseis (*Ophiomorpha*) e de moldes de conchas. As areias eólicas normalmente apresentam coloração avermelhada e aspecto maciço.

Vários ambientes deposicionais do tipo lagunar, paludal e fluvial, alguns dos quais ainda existem hoje, estabeleceram-se na depressão isolada parcialmente pela barreira II e, principalmente, pela barreira III. Em geral, os depósitos formados nesses

ambientes são compostos por areias siltico-argilosas, pobremente selecionadas, de coloração creme, com laminação plano-paralela mostrando concreções calcáreas e ferruginosas disseminadas.

Sistema Laguna-Barreira IV: Desenvolveu-se durante o Holoceno, como consequência da última grande transgressão Pós-Glacial, há cerca de 5 ka. Nesta época o nível do mar alcançou, aproximadamente, 4 a 5m acima do atual (Villwock & Tomazelli, 1989, 1998) e possibilitou a formação de uma barreira transgressiva que progradou durante a fase regressiva que se seguiu. Esta progradação desenvolveu-se principalmente através da construção de cordões litorâneos regressivos (*beach ridges*). As areias praias são predominantemente quartzosas, de granulação fina a muito fina e, em alguns locais, apresentam elevada concentração de minerais pesados, incluindo cascalhos bioclásticos.

O espaço de retrobarreira foi ocupado, no pico transgressivo holocênico, por grandes corpos lagunares que, acompanhando a posterior progradação da barreira, evoluíram para um complexo de ambientes deposicionais. Dentro deste conjunto podem ser destacadas a Lagoa Mangueira, mais ao sul; a Lagoa do Peixe, na parte intermediária; e o rosário de Lagoas interligadas existentes no Litoral Norte.

O Sistema Lagunar da parte Norte do litoral foi descrito por Tomazzelli & Villwock (1991). Esses autores mostram que essa região é composta por um conjunto complexo de ambientes e subambientes deposicionais que incluem: corpos aquosos costeiros, sistemas aluviais, sistemas deltaicos e sistemas paludiais. Ao longo do tempo estes ambientes coexistiram lado a lado, ou então gradaram temporal ou espacialmente uns nos outros.

6.4 Clima

A análise geológico-geomorfológica de uma região requer um conhecimento apropriado das condições de seu clima, pois este é um dos fatores básicos que governam os processos sedimentares que nela se desenvolvem (Tomazelli, 1990).

De acordo com Nimer (1977), uma análise climática envolve diversos fatores, tanto estáticos (posição geográfica e relevo) quanto dinâmicos (o Anticiclone do Atlântico Sul e o Anticiclone Móvel Polar).

Na província costeira do RS o relevo é significativamente importante principalmente no setor norte devido à presença do Planalto da Serra Geral, pois faz com que a taxa de precipitação nessa área seja maior do que nas adjacências (Hasenack & Ferraro, 1989). A presença dessa escarpa afeta também o regime de ventos da região, modificando o padrão de circulação proveniente tanto do mar quanto do continente.

A posição geográfica do Rio Grande do Sul coloca-o no primeiro contato com as massas migratórias do anticiclone móvel polar, bem como com a grande superfície líquida oriental representada pelo Oceano Atlântico. A maritimidade ao longo de 622km de frente atlântica gera um centro energético onde as trocas de calor envolvem importantes fatores como: ensolação, evaporação, irradiação, correntes marítimas, condensação e formação de nuvens (Vieira, 1988).

Esse mesmo autor afirma que a dinâmica climática da região pode ser explicada da seguinte forma: existem três grandes centros de altas pressões que atuam sobre o sul do continente, cuja maior intensidade se verifica abaixo do Trópico de Capricórnio, o Anticiclone do Pacífico, o Anticiclone do Atlântico e o Anticiclone Móvel Polar, os dois últimos são os centros geradores de massas de ar responsáveis pelos sistemas de alta e baixa pressão sobre o RS (Fig. 15).

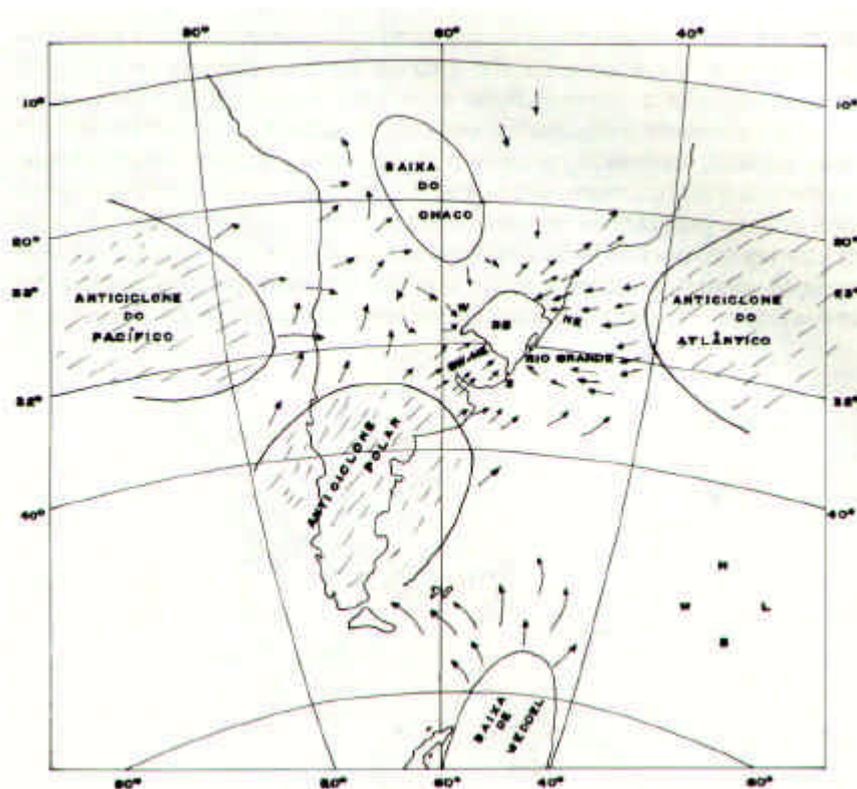


Figura 15: Sistemas de circulação atmosférica sobre o Rio Grande do Sul (Extraído de E. Nimer, 1977).

Durante o verão o anticiclone polar está enfraquecido pela maior radiação solar no sul do continente, diminuindo assim o deslocamento das massas e o seu poder de penetração. O inverso ocorre com o Anticiclone do Atlântico Sul, cujas massas se deslocam livremente no sentido de NE-SE, dominando o estado. O verão, ao longo de todo o litoral, é quente e ventoso. À medida que o sol caminha para o solstício de inverno, o progressivo enfraquecimento do Anticiclone Tropical Atlântico e o correspondente fortalecimento do Anticiclone Móvel Polar colocam o RS na rota das massas frias com freqüentes passagens de ventos no sentido SW-NE. Durante os meses de inverno há um importante confronto entre as massas dos dois anticiclones, responsáveis pela maior precipitação pluviométrica anual. O grande regulador térmico (Oceano Atlântico) mantém o grau de umidade atmosférica alto. Sempre que ocorre nova penetração de massas frias, forma-se uma área de intensa nebulosidade que pode resultar em longas precipitações. Após o equinócio de primavera, o processo de

radiação solar inverte-se novamente. Progressivamente, o Anticiclone Atlântico começa a esquentar e a enfraquecer o Anticiclone Móvel Polar, ocasionando pressão de massas subtropicais e tornando a primavera particularmente ventosa. Com o aumento da temperatura gradual, o Anticiclone Atlântico gera fortes ventos de NE e SE que se estenderão por todo o solstício de verão.

Como consequência da interação dos fatores acima citados, o clima da planície costeira do RS pode ser definido como um clima mesotérmico brando, super úmido, sem estação seca definida e com temperatura média anual entre 16° e 20°C (Nimer, 1977). A precipitação total anual média é de 1200 – 1500mm e pode variar fortemente entre anos consecutivos. Essa mudança está relacionada ao padrão e a frequência da passagem de frentes frias (Paz, 1985) A precipitação pluviométrica anual varia entre 1000 e 1500mm (Tomazelli, 2000).

CAPÍTULO 2

-METODOLOGIA-

O estudo da morfodinâmica e migração das dunas eólicas nas regiões costeiras requerem a utilização de diversas metodologias para a obtenção de resultados concisos e posterior formulação de um modelo evolutivo das mesmas num espaço de tempo pré-determinado.

Para a realização deste trabalho, inicialmente foram feitas visitas a campo, com o intuito de coletar dados técnicos e amostras. Posteriormente foi iniciado o processamento dos dados coletados em campo, a determinação do regime de ventos da região, os cálculos do potencial de transporte de areia pelo vento, finalizando com a análise da morfodinâmica dos campos de dunas, conforme detalhamento nos itens abaixo.

2.1 Etapa de Campo

Foram realizadas nove visitas a campo, espaçadas em intervalos de cerca de 3 meses entre si (aproximadamente). A cada uma delas foi realizado um monitoramento da duna selecionada para este estudo, através de GPS (Global Positioning System), para posterior determinação da morfodinâmica da mesma. Além disso, foram coletadas amostras de areia (num total de 11 amostras superficiais) espaçadas aleatoriamente ao longo da duna, como mostra o esquema da figura 16. Cada amostra foi acondicionada em sacos plásticos, etiquetada e encaminhada ao laboratório para realização das análises granulométricas.

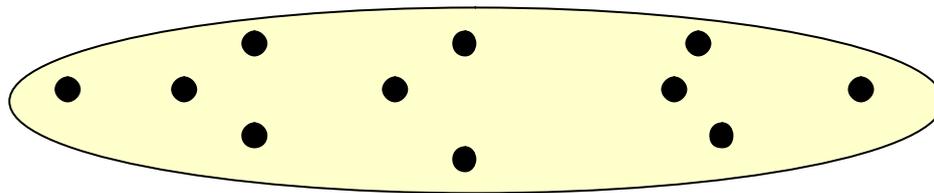


Figura 16: figura esquemática da duna em planta e da distribuição dos pontos de coleta de amostras.

2.2 Determinação do Regime de Ventos da Área de Estudo

Considerando a grande influência do regime de ventos na dinâmica das dunas eólicas, foram coletados dados de uma estação meteorológica da área de estudo. Essa estação encontra-se instalada no centro da Lagoa Mangueira (Fig. 17), desde meados 2001 sendo subsidiada pelo PELD – Site 7. Para o presente estudo foram utilizados os dados desde janeiro de 2003 à outubro de 2005.

Os dados coletados pela estação são: direção (em 16 setores direcionais), velocidade do vento, precipitação e radiação solar. Os dados foram registrados com uma frequência horária, totalizando 24 dados diários.

A estação meteorológica do projeto encontra-se numa área de Reserva Ambiental (Taim) de difícil acesso, o que inviabilizou a possibilidade de disponibilização de “dados *on line*”. Dessa forma, a cada visita ao campo os dados foram retirados da estação e posteriormente organizados em planilhas do *Excel*.

Devido a problemas de ordem diversa ocorreram alguns hiatos nos registros, os quais foram preenchidos com os dados de outras duas estações meteorológicas localizadas nas proximidades da estação principal. Uma delas encontra-se no Município do Chuí e pertence ao Centro de Hidrologia da Marinha (CHM), sendo que os dados foram disponibilizados através do projeto RECOS/Instituto do Milênio FURG. A outra se encontra em Rio Grande e os dados foram extraídos de Cardozo (2005).

Para uma melhor visualização da diferença do comportamento de ventos a cada ano (2003 a 2005) e a cada estação do ano, os dados foram delimitados nas datas

respectivas e plotados no *software* WRPlot em forma de rosas de ventos (ver cap. Resultados).



Figura 17: Fotografia da estação meteorológica da área de estudo.

2.3 Cálculo do Potencial de Deriva de Areia

De acordo com estudos desenvolvidos por diversos autores, (e.g. Bagnold, Hesp, Fryberger), foi constatado que os principais fatores que controlam a quantidade de areia transportada são a velocidade, a freqüência e a direção dos ventos.

Baseado nesses parâmetros, Fryberger (1979) desenvolveu um método para o cálculo do potencial de deriva de areia pelo vento, o qual foi adotado neste trabalho. Ao desenvolver este método, o autor utilizou a equação de K. e H. Lettau, a qual quando transformada e simplificada, pode ser expressa da seguinte forma:

$$Q = 8 V^2 (V - V_t) \cdot t \quad \text{(equação 1)}$$

Onde:

Q = quantidade proporcional de areia transportada pelo vento em um tempo t;

V = velocidade média do vento a 10m de altura

Vt = velocidade de competência (velocidade mínima para manter a areia em movimento)

t = tempo em que o vento soprou em determinada direção (expresso como o valor percentual dos registros na estação meteorológica)

O resultado obtido por esta equação expressa a quantidade relativa de areia que o vento transportou durante o tempo “t”. Esse valor corresponde ao “Potencial de Deriva” (DP) de areia, e é uma medida da quantidade relativa de areia que, potencialmente, foi movimentada pelo vento em um determinado período de tempo. As unidades do potencial de deriva são consideradas como unidades vetoriais (UV), uma vez que a velocidade do vento é tratada como um vetor. O potencial de deriva resultante corresponde à soma dos potenciais de deriva para cada direção de proveniência do vento.

É importante considerar que os valores encontrados na equação não são necessariamente proporcionais à deriva real, já que as características locais da superfície do terreno (variações topográficas, grau de umidade da superfície, tamanho dos grãos, presença de vegetação, etc.), combinadas as alterações climáticas (chuvas, radiação solar, temperatura, etc.) podem afetar significativamente a quantidade de areia efetivamente transportada (Fryberger, 1979 & Bagnold, 1941).

Com o auxílio do *software Excel*, os dados de vento foram separados em dezesseis setores direcionais, registrados na estação meteorológica utilizada. Os valores de velocidade do vento foram agrupados em 5 categorias.

Para a representação dos dados de potencial de deriva foi utilizada uma rosa de areia, gerada no *software WRPlot*, que representa o potencial de deriva de areia para as diferentes direções de proveniência do vento.

As unidades vetoriais de diferentes direções sintetizam-se em apenas um vetor, que é denominado de “direção de deriva resultante”(DDR). Ela expressa a direção segundo a qual a areia tende a derivar sob a influência de ventos provenientes de diversas direções. A magnitude desse vetor (designada de Potencial de Deriva

Resultante – RDP), expressa o potencial de transporte de areia resultante quando ventos de várias direções interagem.

A razão entre o RDP e o potencial de deriva (DP) é, portanto, um índice de variabilidade do vento. Nos lugares onde o vento provém com maior frequência da mesma direção, a razão RDP/DP se aproxima da unidade. Entretanto, nos lugares em que o vento provém de várias direções a razão RDP/DP se aproxima de zero, pois o potencial de deriva resultante é baixo.

Fryberger (1979) classificou a energia de ventos de superfície baseando-se no potencial de deriva resultante, como visualizado na tabela 1.

Unidades Vetoriais/ Ano	Energia dos Ventos
£ 200 uv	Baixa
Entre 200 e 399 uv	Intermediária
³ 400 uv	Alta

Tabela 1: Energia dos ventos baseado nos valores da deriva potencial resultante (Fryberger 1979).

2.4 Morfodinâmica e Migração de Dunas

Para os estudos de morfodinâmica e migração das dunas eólicas foram geradas curvas de nível com o uso de um GPS (Global Positioning System) a partir de dados captados de satélites, que posteriormente foram tratados em Sistema de Informação Geográfica (Lamparelli, 1995). Este sistema foi adotado devido a sua praticidade, rapidez e segurança na coleta e gerenciamento dos dados. Foram utilizados dados de nove monitoramentos obtidos em uma mesma duna, com uma periodicidade média de 4 meses entre cada monitoramento.

Primeiramente foi feita a coleta dos pontos de posicionamento. Para este fim foi necessária a utilização de dois aparelhos de coleta simultânea de dados. Um deles é estacionário ou *base* (GPS geodésico marca *Trimble* 4600 SL) e o outro móvel ou *Rover* (GPS Topográfico da marca *Trimble*, modelo *Power*). Os pontos coletados pelo

Rover foram feitos a pé, de tal maneira que todas as variações do terreno pudessem ser representadas. Em cada ponto foi armazenado o dado de coordenada horizontal (UTM) e vertical (altitude em metros), mantendo-se a antena do *Rover* sempre a mesma altura do solo. O aparelho base serve para fazer a correção dos dados altimétricos (capacidade de correção centimétrica). O marco geodésico para esta localidade é o WGS – 84.

Após a coleta, os dados foram organizados no *software Excel* e posteriormente processados no *software Surfer 8*, o qual, através do método de interpolação, possibilitou a geração de imagens em planta e 3D da duna, permitindo assim, observar o comportamento da mesma em relação ao seu deslocamento N-S, E-W, alterações de altura e volume.

Além disso, foram confeccionadas rosas de ventos e efetuados cálculos de deriva potencial de areia para cada intervalo de monitoramento entre uma duna e outra, com o intuito de avaliar as direções preferenciais de ocorrência de ventos e a direção de potencial de deriva de areia da duna.

A utilização dessa metodologia tem como objetivo principal fazer uma correlação entre os resultados obtidos pelos cálculos de Deriva Potencial e o deslocamento real da duna, possibilitando assim verificar a acuracidade desses cálculos. Além disso, permite realizar uma análise do balanço sedimentar da duna, através das mudanças de volume da mesma, com o intuito de determinar se o aporte sedimentar de entrada é igual ao de saída.



Figura 18: Monitoramento da duna com auxílio de GPS.

CAPÍTULO 3

-RESULTADOS E DISCUSSÕES-

3.1 Introdução

3.2 Regime de Ventos da Área de Estudo

Os dados coletados nas estações meteorológicas possibilitaram a confecção de diversas tabelas e gráficos que permitiram determinar o regime de ventos da região entre os anos de 2003 a 2005.

3.2.1 Velocidade do Vento

O primeiro passo foi criar um banco de dados com a frequência da ocorrência dos ventos na área de estudo. Inicialmente os dados foram organizados em planilhas do *Excel* e os gráficos da porcentagem de ocorrência *versus* velocidade do vento foram gerados (gráfico 1, 2, 3 e 4).

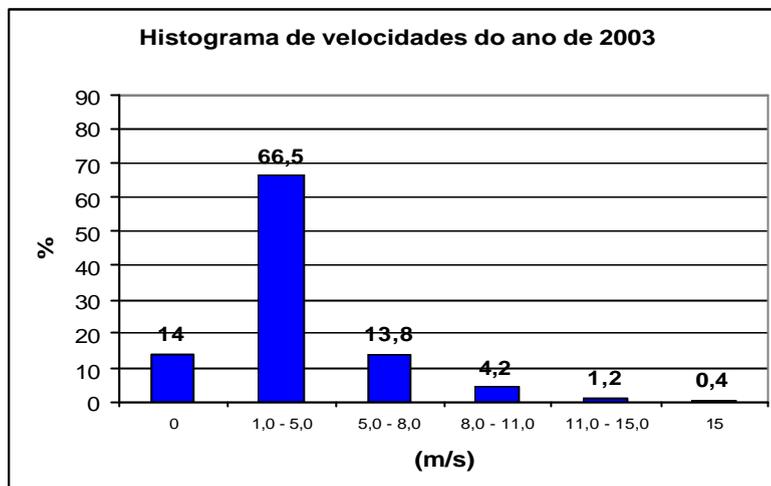


Gráfico 1: Histograma de velocidades do vento no ano de 2003.

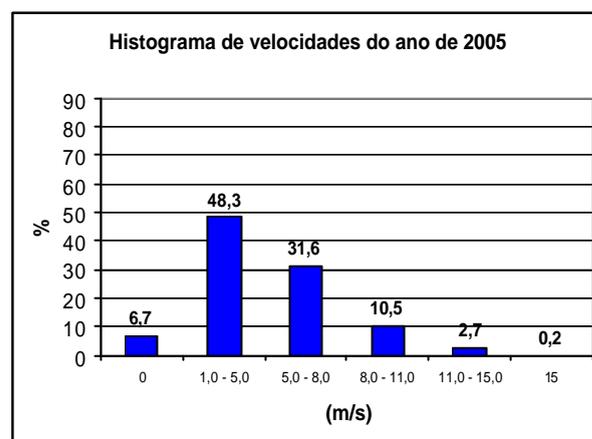
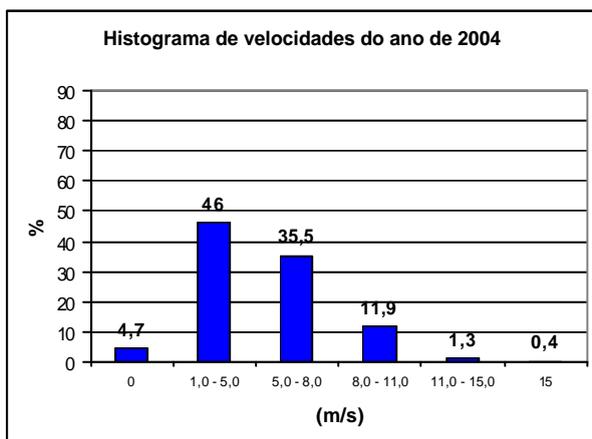


Gráfico 2: Histograma de velocidades do vento nos anos de 2004 e 2005.

A partir dos gráficos acima é possível afirmar que, em todos os anos, os ventos com velocidades entre 1 e 5m/s (intervalo 1) e 5 e 8m/s (intervalo 2) são, respectivamente, os mais frequentes. Entretanto, no ano de 2003, nota-se uma maior discrepância entre esses dois intervalos de velocidades (66,5%- intervalo 1 e 13,8%- intervalo 2).

Já nos anos de 2004 e 2005 os valores de frequência nos dois intervalos apresentaram valores mais aproximados entre si. Em 2004, 46% e 35,5%, respectivamente, e no ano de 2005, 48,3% e 31,6%, respectivamente.

Portanto, é possível concluir que, nos dois últimos anos, a velocidade dos ventos aumentou de forma significativa, mesmo porque nesses anos os valores percentuais do terceiro intervalo (8 – 11 m/s) tiveram seus valores dobrados ou triplicados.

3.2.2 Correlação entre os dados anuais do regime de ventos

A fim de fazer uma melhor correlação entre os resultados de velocidade, direção e frequência de ocorrência dos ventos, foram plotadas “rosas de ventos” que melhor ilustram o comportamento eólico da região. Como pode ser visto nas figuras 19, 20, 21 e 22, o comprimento de cada “braço” aumenta de acordo com o aumento da frequência de ocorrência de ventos em determinada direção. Os valores de velocidades estão expressos em m/s e se alternam de acordo com a legenda de cores apresentada na figura.

O vetor resultante dos ventos está representado pela linha preta do gráfico, portanto quanto maior a variabilidade direcional, menor será o comprimento da mesma, pois o vetor resultante será menor e vice-versa. As rosas foram separadas primeiramente por intervalos anuais (2003, 2004, 2005) e posteriormente por intervalos sazonais (verão, outono, inverno e primavera).

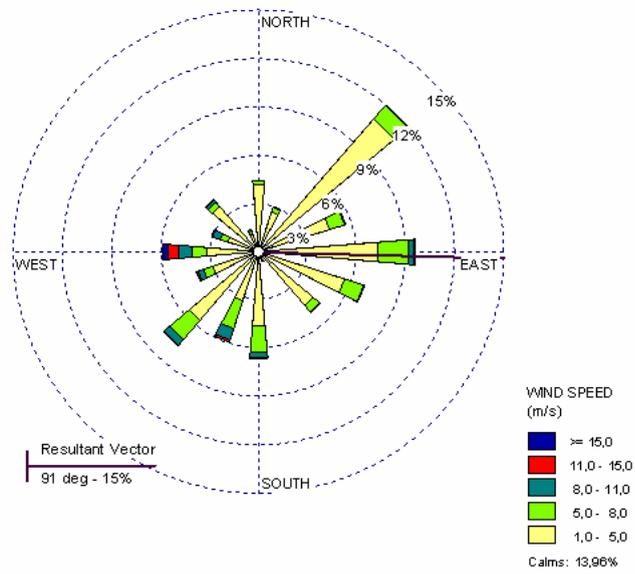


Figura 19: Rosa de Ventos do ano de 2003.

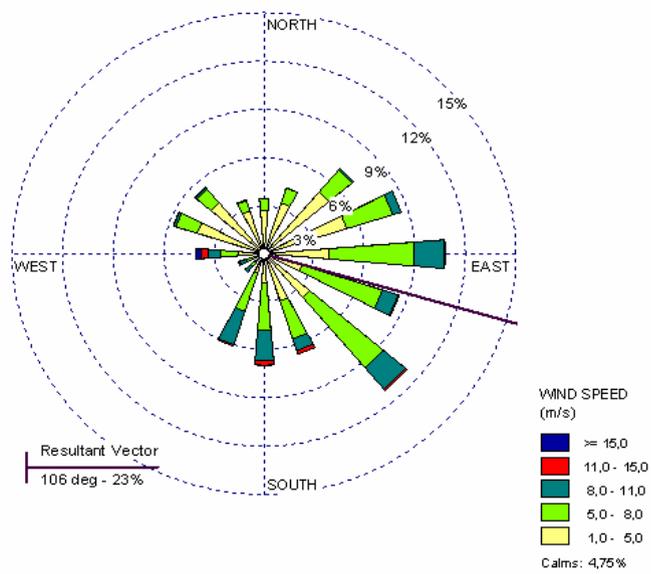


Figura 20: Rosa de Ventos do ano de 2004.

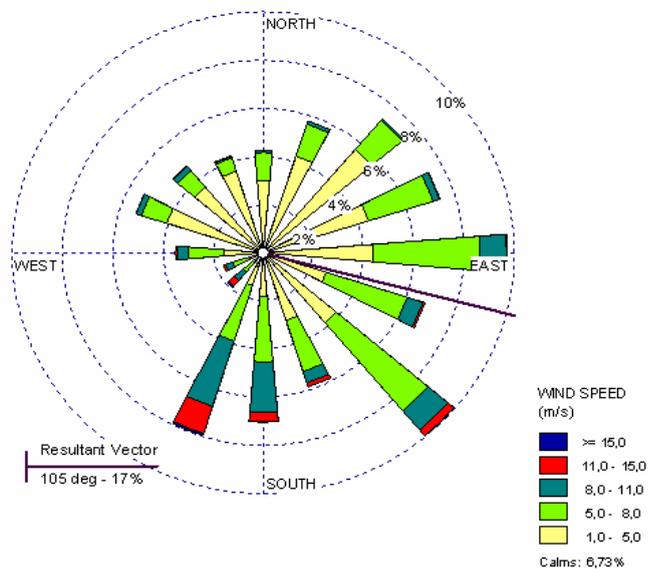


Figura 21: Rosa de Ventos do ano de 2005

3.2.3 Conclusões do regime de ventos anual

A partir da interpretação das rosas de ventos anuais concluiu-se que:

- (1) No ano de 2003 os ventos mais freqüentes provinham de NE (cerca de 12%, sendo apenas 1,5% com velocidade maior que 5m/s), seguidos pelos de E (cerca de 10%, com 4% apresentando velocidades maiores que 5m/s) e SW (cerca de 8%), respectivamente. Entretanto, os maiores valores de velocidade concentraram-se na direção W, sendo que de 6%, mais da metade, apresentou velocidades acima de 5m/s, ocorrendo inclusive valores maiores do que 15m/s. O vetor resultante provém de E.
- (2) No ano de 2004 os ventos mais freqüentes provinham de SE, seguidos pelos de E (cerca de 11%). Do total de 11% de SE, 4,2% apresentaram velocidades entre 5 e 8m/s e 2,1% apresentaram velocidades entre 8 e 11m/s. Na direção E esses

valores foram praticamente os mesmos. No geral, os valores de velocidades aumentaram em relação aos anos anteriores. O vetor resultante provém de ESE.

(3) No ano de 2005 os ventos mais freqüentes provinham de SE (cerca de 10%, sendo 4,8% com velocidades entre 5 e 8m/s e 2% com velocidades maiores do que 8%), seguidos pelos de E (cerca de 9,5%, dos quais 4,2% apresentaram velocidades entre 5 e 8m/s e 1,5% entre 8 e 11m/s). Os ventos provenientes de SSW também são importantes (cerca de 8%, sendo 3% com velocidades maiores do que 11m/s). O vetor resultante provém de ESE.

De acordo com os itens acima, foi possível concluir que no ano de 2003 os ventos mais freqüentes vieram de NE, seguidos pelos de E, com velocidades maiores na direção E. O vetor resultante provém de E, já que o mesmo relaciona valores de freqüência, direção e velocidade.

No ano de 2004 a direção mais freqüente de proveniência dos ventos foi de SE, seguida pela de E, ambas com velocidades altas (predominantemente maiores do que 5m/s). O padrão direcional dos ventos de 2005 se assemelhou ao do ano de 2004, todavia com velocidades maiores. O vetor resultante desses dois últimos anos provém de ESE.

Fazendo-se uma correlação geral entre todos os anos, pode-se afirmar que o regime de ventos nos anos de 2004 e 2005 se comportou de forma similar entre si. Contudo do ano de 2003 para 2004 e 2005 houve um grande aumento na velocidade e na variabilidade direcional dos ventos.

3.2.4 Correlação entre dados sazonais do regime de ventos

Os dados do regime de ventos foram separados por estações do ano, a fim de avaliar a influência do clima na mudança do regime de ventos (Fig. 25 a 30). Vale frisar que nos dados do ano de 2005 não constam os meses de novembro e dezembro, portanto eles estão incompletos.

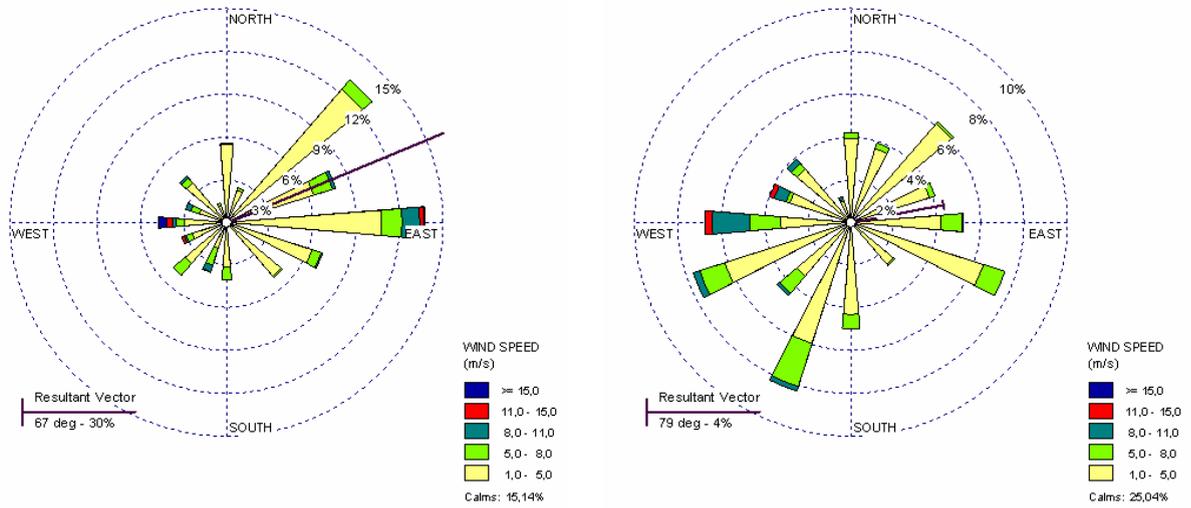


Figura 22: Na esquerda a Rosa do Verão de 2003 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2003.

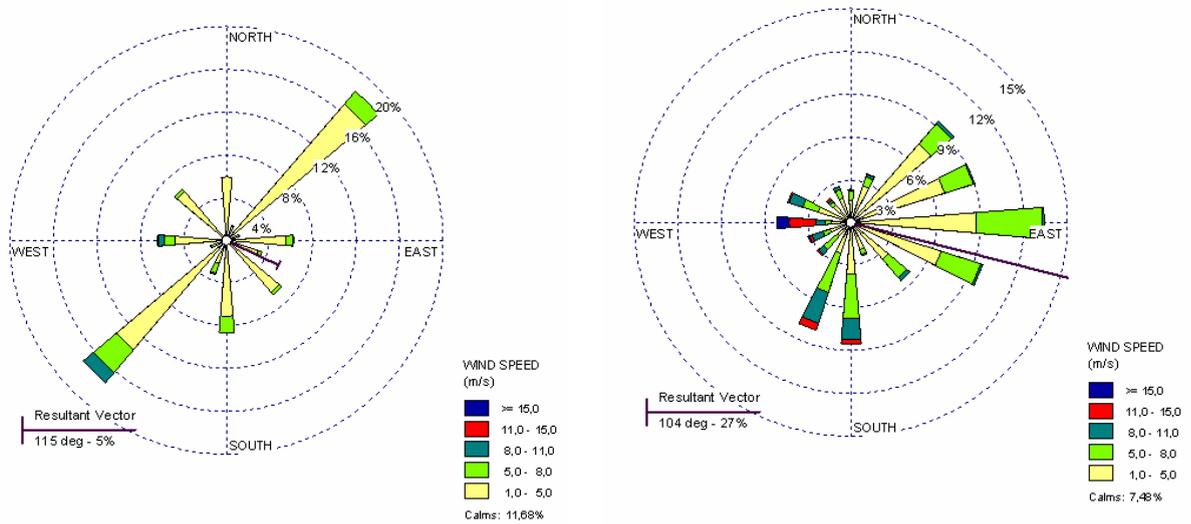


Figura 23: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2003 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2003.

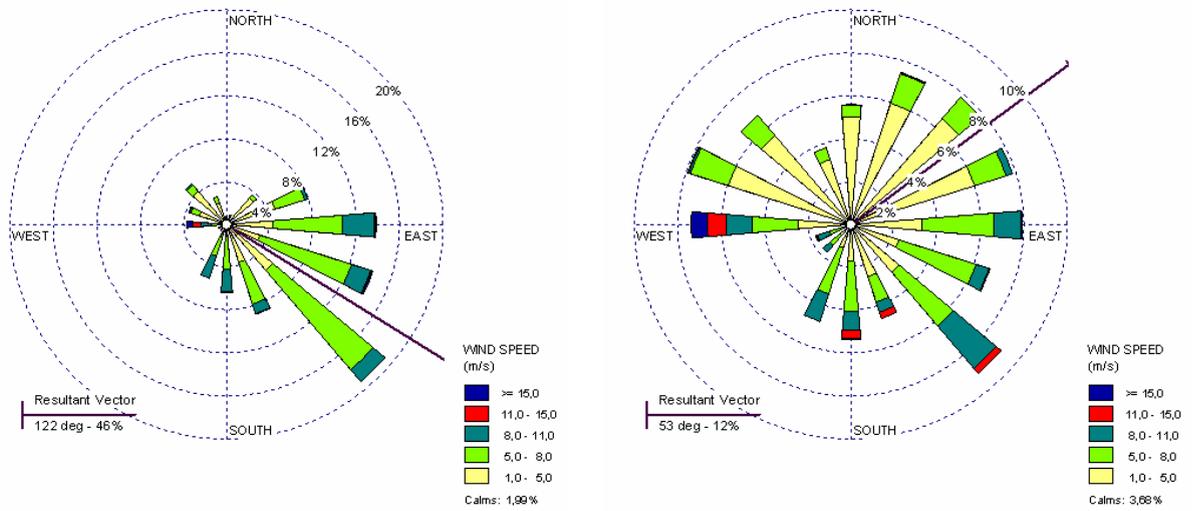


Figura 24: Na esquerda a Rosa do Verão de 2004 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2004.

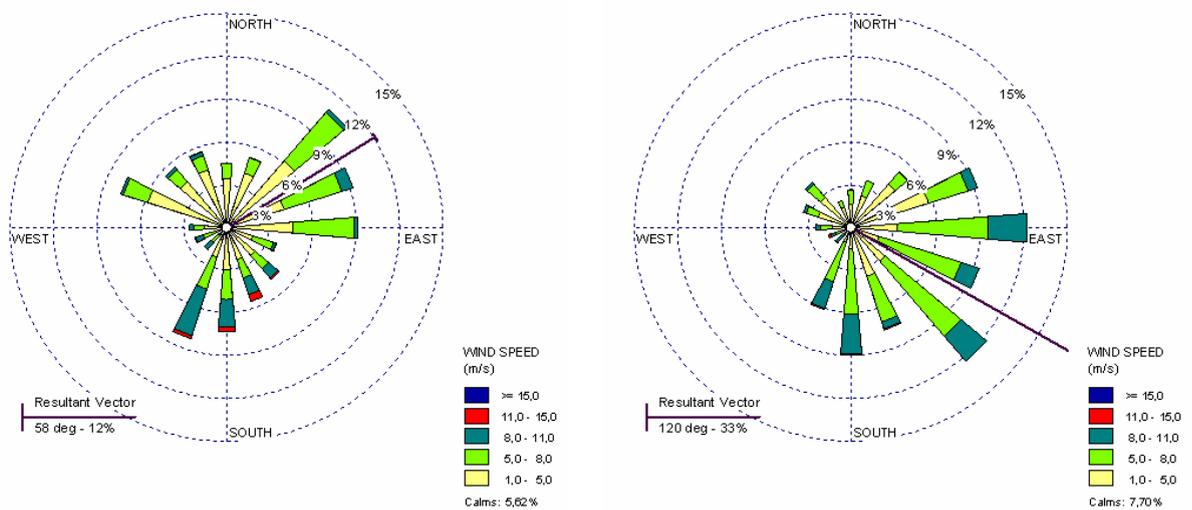


Figura 25: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2004 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2004.

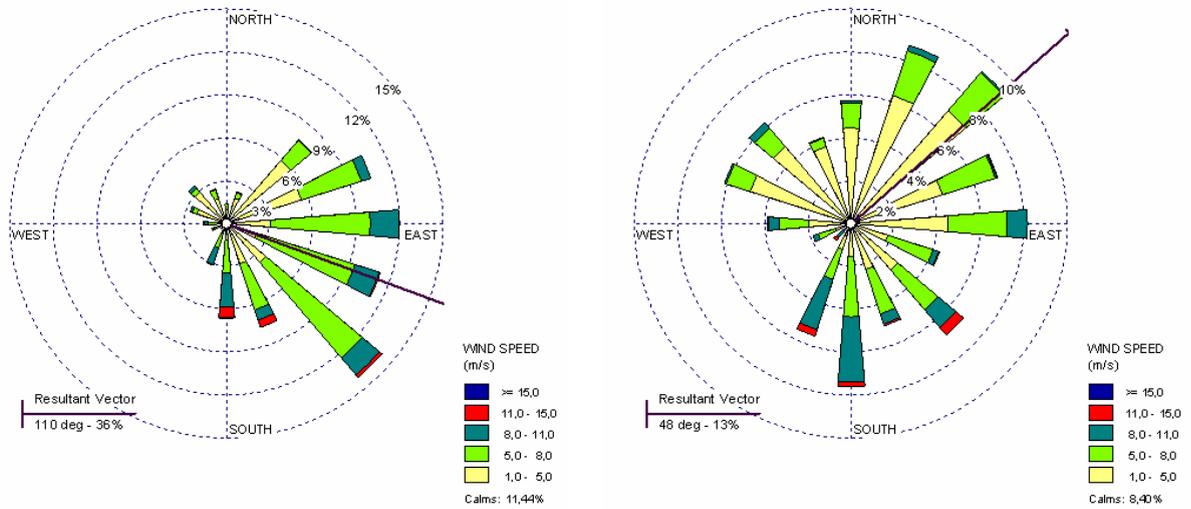


Figura 26: Na esquerda a Rosa do Verão de 2005 e na direita a Rosa de Ventos do Outono de 2005.

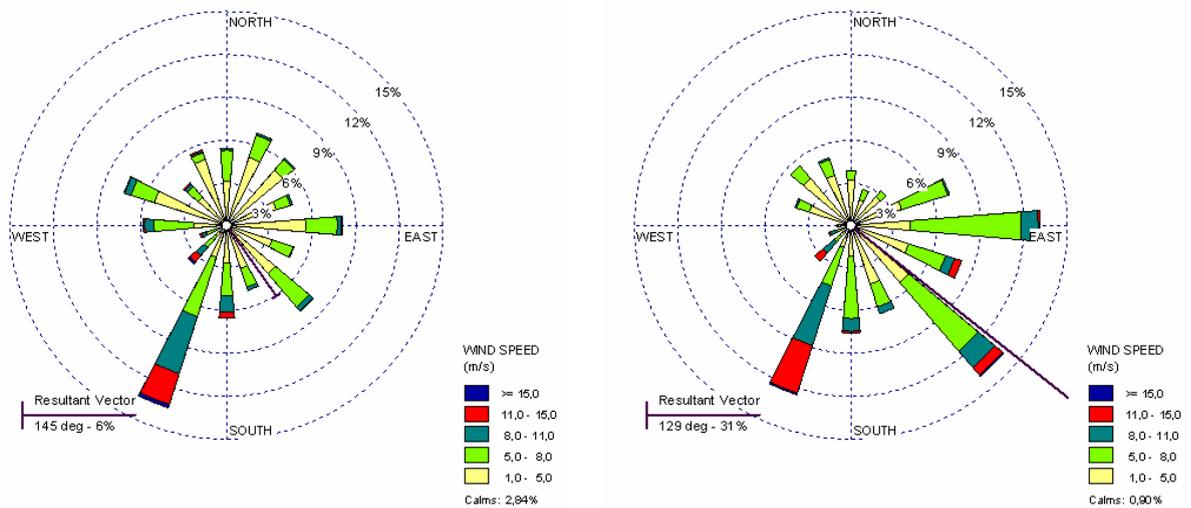


Figura 27: Na esquerda a Rosa do Inverno de 2005 e na direita a Rosa de Ventos da Primavera de 2005.

3.2.5 Conclusões do regime de ventos sazonal

A partir da interpretação das rosas de ventos sazonais concluiu-se que:

- (1) Para o ano de 2003: no verão os ventos de E (14%) e NE (13%) foram os mais freqüentes, porém os provenientes de E foram considerados os mais relevantes por apresentarem valores maiores de velocidade (de 15%, cerca de foram 5% maiores do que 5m/s). No inverno as direções predominantes se alternaram entre NE (18%) e SW (17%) com velocidades maiores para NE. No outono houve um grande aumento na variabilidade direcional dos ventos, mas as direções predominantes se concentraram entre SSW (pouco mais de 8%) e W (7%), além de apresentarem velocidades maiores. Na primavera predominaram os ventos provenientes de E (13,5%) seguidos de SE (10%). Os ventos provenientes dos setores S e SSW foram também importantes, pois apresentaram velocidades altas.
- (2) Para o ano de 2004: no verão a direção predominante dos ventos foi de SE (19%) e as velocidades aumentaram de forma significativa em relação aos anos anteriores (a maioria entre 5 e 11m/s). O outono teve uma variabilidade direcional muito grande, contudo os ventos mais freqüentes provinham de SE (9%). No inverno as direções preferenciais ficaram entre NE (11%) e E (9%), entretanto as maiores velocidades ocorreram nos setores S e SW. Em geral, em todas as estações foi observado um aumento na velocidade e na variabilidade direcional dos ventos em comparação ao ano anterior.
- (3) Para o ano de 2005: no verão a direção predominante dos ventos proveio de SE (14%) seguida de E (12%) sendo este último com velocidades mais altas (mais da metade maior do que 5m/s). Em relação ao verão do ano anterior as mudanças foram relativamente pequenas. No outono houve uma grande variabilidade direcional. Os ventos de NE (9%) foram os mais freqüentes, porém as maiores velocidades se concentraram nas direções S e SW. No inverno predominaram os ventos vindos de SSW (14%), com valores altos de velocidade (do total de 14%, cerca de 8% foram maiores do que 5m/s e 4% maiores do que

11m/s). Na primavera predominaram os ventos de SE (14%), seguidos de E (13%) e SSW (12%), sendo cerca de 4% com velocidades maiores do que 11m/s.

As análises sazonais mostraram que em 2003 os ventos mais intensos ocorreram durante o outono e a primavera e as direções predominantes foram NE, SW com alta variabilidade direcional em todas as estações.

Em 2004, os ventos mais intensos ocorreram durante o outono e a direção de proveniência dominante foi SE, durante o verão e a primavera, e NE durante o inverno e outono. Em 2005, os ventos mais intensos ocorreram durante o inverno e durante a primavera. A direção de proveniência predominante foi SE, com exceção do outono que foi NE.

3.3 Deriva Potencial Anual

Os cálculos de deriva potencial anual realizados foram baseados nos resultados de frequência, direção e velocidade de ventos. Primeiramente foi confeccionada uma tabela (Excel), dividida em cinco (05) classes de velocidade e dezesseis (16) setores direcionais de vento (Fig. 31) com a frequência de ocorrência para cada direção e classe (Tab. 5). Posteriormente foi gerada a tabela 6, que expressa os valores percentuais de ocorrência dos ventos para cada classe de velocidade (0-5, 5-8, 8-11, 11-15, >15). Com base na fórmula para o cálculo do potencial de deriva de areia, Fryberger (1979) estabeleceu que o valor atribuído a cada intervalo de velocidade, para a base de cálculo na fórmula, é retirado do ponto médio, utilizando-se assim um valor ponderado de um intervalo representativo de classe de velocidade.

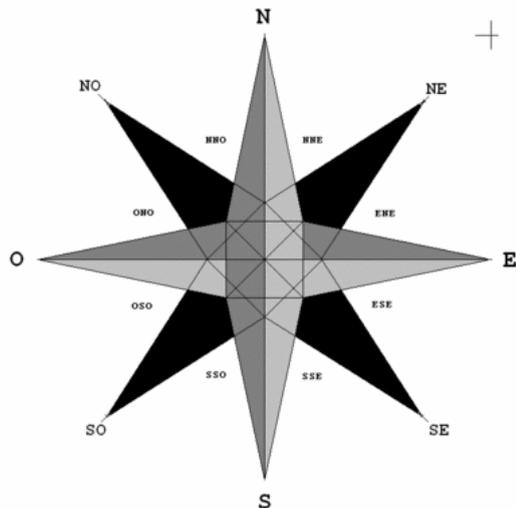


Figura 28: Rosa de ventos dividida em dezesseis setores direcionais.

A partir das características físicas das partículas é possível determinar a velocidade necessária para iniciar o movimento de areia – velocidade limiar, Bagnold (1941), ou seja, a velocidade mínima para iniciar e manter a areia em movimento ao nível do solo, isso para uma areia constituída predominantemente por grãos de quartzo.

Tendo por base as características granulométricas das areias da área de estudo (Tab. 2) e considerando a sua semelhança granulométrica com valores encontrados por Tomazzelli (1990), optou-se por utilizar o mesmo valor sugerido por este autor (5 m/s) como o valor mínimo da velocidade para o início do movimento dos grãos.

A tabela abaixo mostra a granulometria de um ponto dos 11 coletados na superfície da duna. Os demais pontos e a metodologia utilizada nas análises granulométricas encontram-se descritos de forma detalhada no anexo 1.

De acordo com os resultados, as areias da área de estudo podem ser classificadas como areia fina (de acordo com Shepard), constituída predominantemente por grãos de quartzo.

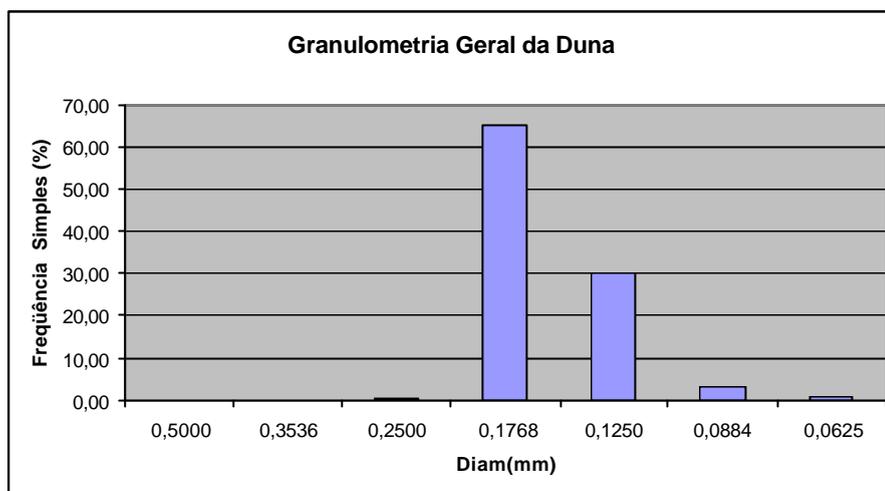


Tabela 2: Histograma das areias da área de estudo.

Com base nos critérios definidos acima, quatro classes de intervalos de velocidade foram consideradas, sendo que estes apresentaram valores significativos para o transporte de areia (acima de 5 m/s). Com o valor do ponto médio de cada intervalo de classe calculado foi possível determinar o fator ponderado (Tab. 3) para o cálculo do valor de Q (seguindo a metodologia proposta por Fryberger, 1979).

Classes de Velocidade (m/s)	Ponto Médio da classe de velocidade (m/s)	Fator ponderado		
		V^2	$(V - V_t)$	$V^2 * (V - V_t) / 100$
5 - 8	6,5	42,25	1,5	0,63
8 - 11	9,5	90,25	4,5	4,06
11 - 15	13	169	8	13,52
> 15	17,5	306,25	12,5	38,28

Tabela 3: Determinação do fator ponderado para cada intervalo de classe de velocidade.

O valor de Q encontrado expressa a quantidade relativa de areia potencialmente transportada pelo vento durante um intervalo de tempo considerado. O valor da frequência para cada direção, multiplicado pelo fator ponderado, determina o resultado do potencial apenas na direção em que o vento soprou, sendo que a soma das mesmas

fornecerá o resultado do potencial total de deriva. A tabela 4 exemplifica o valor anual do potencial de deriva de areia, indicando as direções predominantes da deriva resultante.

De acordo com Tomazelli (1990), pode-se determinar um vetor resultante a partir dos valores obtidos em unidades vetoriais e da soma de diferentes direções calculadas vetorialmente. A direção deste vetor é chamada de direção de deriva resultante (DDR) e está representado pela flexa vermelha (Fig. 32 e 33). Ela expressa a direção através da qual a areia tende a derivar sob a influência dos ventos provenientes de diversas direções. Como pode ser constatado nas figuras, quanto maiores as diferenças na variabilidade de direção dos ventos, menor o vetor resultante.

Fryberger, 1979 desenvolveu também uma classificação de acordo com a intensidade de energia dos ventos de superfície para uma determinada região, ilustrada na tabela 1. Porém, nessa classificação os cálculos de deriva foram realizados considerando-se o fator velocidade em unidades inglesas (*knots*). Neste trabalho os dados coletados nas estações meteorológicas foram disponibilizados no Sistema Internacional de Unidades com as velocidades expressas em m/s, de acordo com as normas brasileiras convencionais. Desta forma, optou-se por confeccionar uma tabela equivalente a de Fryberger, porém considerando-se a realização dos cálculos com velocidades expressas em m/s onde 1m/s equivale a 1,94384 *knots* (Tab. 4).

Unidades Vetoriais/ Ano	Energia dos Ventos
< 27 uv	Baixa
Entre 27 e 53 uv	Intermediária
> 54 uv	Alta

Tabela 4: Classificação da energia dos ventos de acordo com os valores de DP.

DIREÇÃO	Número de Registros de Ventos					Soma
	0 a 5	5 a 8	8 a 11	11 a 15	> 15	
N	560	22	1	0	1	584
NNE	326	26	4	1	0	357
NE	1051	94	4	0	0	1149
ENE	508	81	7	0	0	596
E	744	158	30	6	2	940
ESE	615	104	5	0	0	724
SE	475	45	6	0	0	526
SSE	49	10	2	0	0	61
S	467	136	31	6	0	640
SSW	348	155	64	12	0	579
SW	521	133	39	3	0	696
WSW	283	50	29	8	2	372
W	290	75	71	55	31	522
WNW	196	41	42	7	0	286
NW	352	31	13	3	0	399
NNW	118	20	8	0	0	146
Total	6903	1181	356	101	36	8577

Tabela 5- Número de ocorrências dos ventos para os 16 setores direcionais no ano de 2003.

DIREÇÃO	Frequência Percentual dos Ventos					Soma
	0 a 5	5 a 8	8 a 11	11 a 15	> 15	
N	6,5	0,3	0	0	0	6,8
NNE	3,8	0,3	0	0	0	4,2
NE	12,3	1,1	0	0	0	13,4
ENE	5,9	0,9	0,1	0	0	6,9
E	8,7	1,8	0,3	0,1	0	11
ESE	7,2	1,2	0,1	0	0	8,4
SE	5,5	0,5	0,1	0	0	6,1
SSE	0,6	0,1	0	0	0	0,7
S	5,4	1,6	0,4	0,1	0	7,5
SSW	4,1	1,8	0,7	0,1	0	6,8
SW	6,1	1,6	0,5	0	0	8,1
WSW	3,3	0,6	0,3	0,1	0	4,3
W	3,4	0,9	0,8	0,6	0,4	6,1
WNW	2,3	0,5	0,5	0,1	0	3,3
NW	4,1	0,4	0,2	0	0	4,7
NNW	1,4	0,2	0,1	0	0	1,7
Total	80,5	13,8	4,2	1,2	0,4	100

Tabela 6: Frequência percentual dos ventos (direção e velocidade) registrados na Estação Meteorológica no ano de 2003.

DIREÇÃO	DERIVA POTENCIAL EM UNIDADES VETORIAIS (UV)				Soma
	5 a 8	8 a 11	11 a 15	> 15	
N	0,16	0,05	0	0,45	0,66
NNE	0,19	0,19	0,16	0	0,54
NE	0,69	0,19	0	0	0,88
ENE	0,6	0,33	0	0	0,93
E	1,17	1,42	0,95	0,89	4,43
ESE	0,77	0,24	0	0	1,01
SE	0,33	0,28	0	0	0,62
SSE	0,07	0,09	0	0	0,17
S	1	1,47	0,95	0	3,42
SSW	1,15	3,03	1,89	0	6,07
SW	0,98	1,85	0,47	0	3,3
WSW	0,37	1,37	1,26	0,89	3,9
W	0,55	3,36	8,67	13,83	26,42
WNW	0,3	1,99	1,1	0	3,39
NW	0,23	0,62	0,47	0	1,32
NNW	0,15	0,38	0	0	0,53
Soma	8,73	16,86	15,92	16,07	57,57

Tabela 7: Cálculo da deriva potencial de areia em 16 setores direcionais e cinco intervalos de velocidade para o ano de 2003

Os resultados encontrados através do método proposto por Fryberger permitiram caracterizar o regime de ventos do litoral sul do RS, nos últimos 3 anos, de acordo com sua potencialidade como agente transportador de areia.

A tabela 8 resume os dados do potencial de deriva anual para 2003, 2004 e 2005 calculados a partir dos dados da estação meteorológica localizada na área de estudo. É importante salientar que as tabelas de deriva potencial já estão configuradas com as direções de deriva de areia e não com as direções de proveniência de ventos. As figuras 32 e 33 representam, graficamente, sob a forma de rosa de areia, os dados correspondentes ao potencial de deriva e a direção da deriva resultante para cada ano.

Deriva Potencial Anual (DP)			
DIREÇÃO	2003	2004	2005
N	3,42	13,31	16,02
NNE	6,07	11,49	32,04
NE	3,30	2,55	8,22
ENE	3,90	3,53	2,78
E	26,42	21,61	3,50
ESSE	3,39	1,79	1,75
SE	1,32	1,45	1,94
SSE	0,53	0,86	1,05
S	0,66	0,55	1,11
SSW	0,54	1,14	1,47
SW	0,88	1,57	1,29
WSW	0,93	3,94	3,01
W	4,43	11,43	7,37
WNW	1,01	8,68	5,96
NW	0,62	12,17	11,92
NNW	0,17	7,91	5,75
DP Total	57,57	103,99	105,2

Tabela 8: Deriva potencial nos anos de 2003, 2004 e 2005 para cada direção de vento.

Deriva Potencial para o ano de 2003

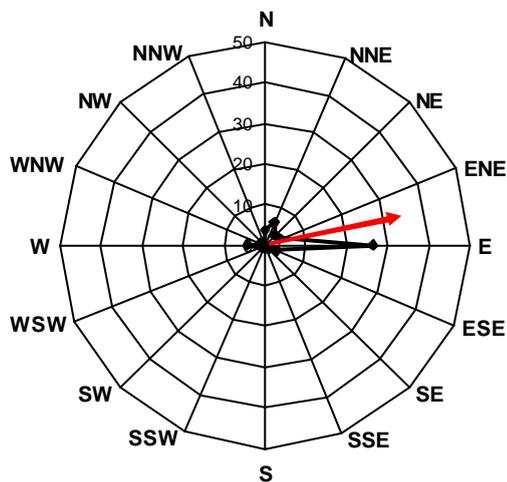
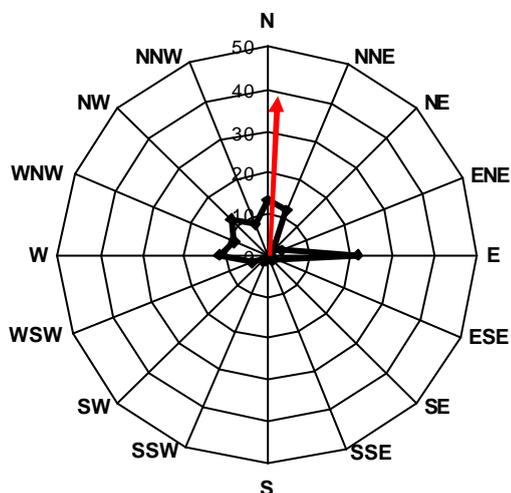


Figura 29: Rosa de Deriva Potencial para o ano de 2003.

Deriva Potencial para o ano de 2004



Deriva Potencial para o ano de 2005

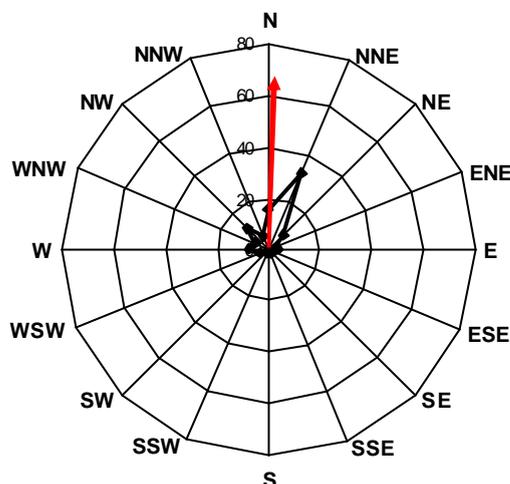


Figura 30: Rosa de Deriva Potencial para os anos de 2004 e 2005.

Através da análise dos dados e dos gráficos de deriva potencial anual podemos concluir que:

- (1) Para o ano de 2003, o valor da DP total foi igual a 57,57 uv, caracterizando o regime de ventos para este ano como de alta energia. A direção de deriva resultante (DDR) aponta para ENE e o potencial de deriva resultante (RDP) foi de 32 uv.
- (2) Para o ano de 2004, o valor da DP total foi igual a 103 uv, quase o dobro do anterior, caracterizando o regime de ventos como de alta energia. A RDP aponta para N - 39 uv, e os valores de DP para as direções N (13,31 uv), NW (12,17) e W (11,43) tiveram valores bastante significativos, demonstrando uma grande variabilidade direcional na deriva potencial.
- (3) Para o ano de 2005, o valor da DP total foi igual a 105,2 uv caracterizando o regime de ventos como de alta energia. A RDP aponta para N - 60 uv, com valores de DP moderadamente significativos para as direções N (16,02) e NW (11,92).

De acordo com os itens acima se conclui que em todos os anos avaliados o regime de ventos foi classificado como de alta energia, porém do ano de 2003 para os anos subsequentes houve um aumento significativo de energia (em 2004 e 2005 os valores de deriva potencial chegam a atingir o dobro do valor da deriva potencial do ano de 2003).

O potencial de deriva resultante aumentou seu valor a cada ano 2003<2004<2005, em consequência do aumento na velocidade dos ventos. A direção de deriva resultante sofreu pequenas alterações, mas se conservou no quadrante NE. Em 2003 ela ficou entre as direções E-ENE, enquanto que em 2004 e 2005 se modificou para direção N.

3.4 Morfodinâmica e migração das dunas eólicas

O monitoramento com o auxílio do GPS foi realizado em uma única duna localizada na área de estudo (figura 34). Os dados foram processados no Surfer que disponibilizou as imagens permitindo assim realizar uma análise de seu comportamento nos quesitos de altura, largura, volume e deslocamento, podendo-se assim estimar o comportamento do campo de dunas adjacente, visto que estão submetidas aos mesmos processos climáticos. Foi realizado um total de 9 monitoramentos nas seguintes datas:

Dunas	Datas dos Monitoramentos
A	28/11/2003
B	21/12/2003
C	28/01/2004
D	05/03/2004
E	07/04/2004
F	12/05/2004
G	28/07/2004
H	12/08/2005
I	07/09/2005

Em cada monitoramento foi feito um perfil concêntrico, seguindo um padrão em forma de curvas de nível. Primeiramente o perfil foi confeccionado em formato planta permitindo assim realizar uma comparação do deslocamento geográfico da duna nas

diferentes datas (Fig. 45 a 53) e posteriormente em três dimensões (3D) a fim de determinar as modificações de forma e volume e altura da duna.

É importante salientar que a coleta de pontos do monitoramento se concentrou entre a parte superior (aproximadamente na cota 22m) e inferior da duna (cota 14m), ou seja, do topo à base. Portanto a análise dessas imagens levou em consideração apenas a área compreendida entre essas cotas.



Figure 31: Fotografia da duna estudada.

3.4.1 Dunas em planta

Abaixo serão apresentadas os 9 monitoramentos da duna estudada através de imagens em planta geradas no Surfer.

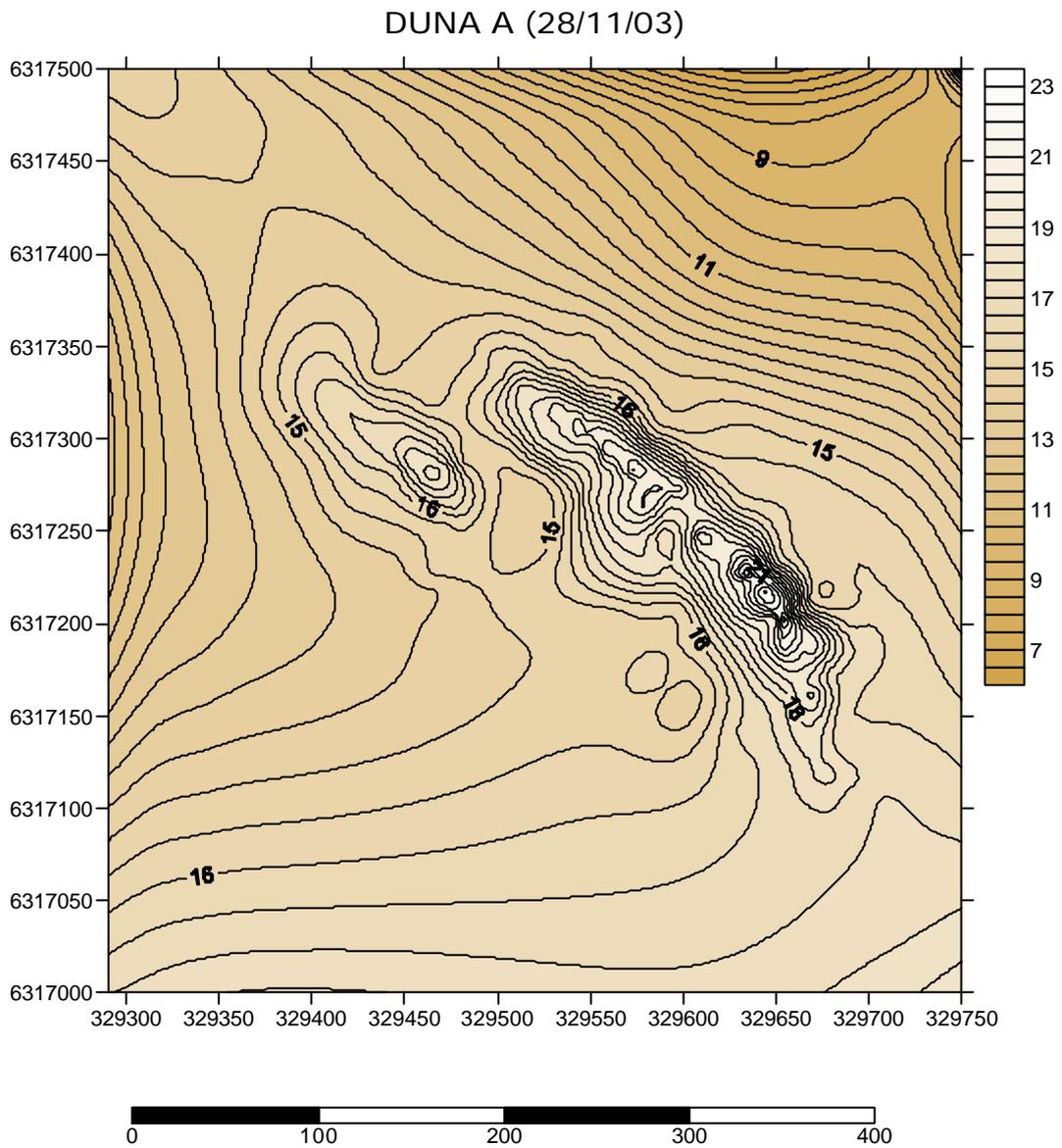


Figura 32: Demonstração em planta do monitoramento A da duna da área de estudo.

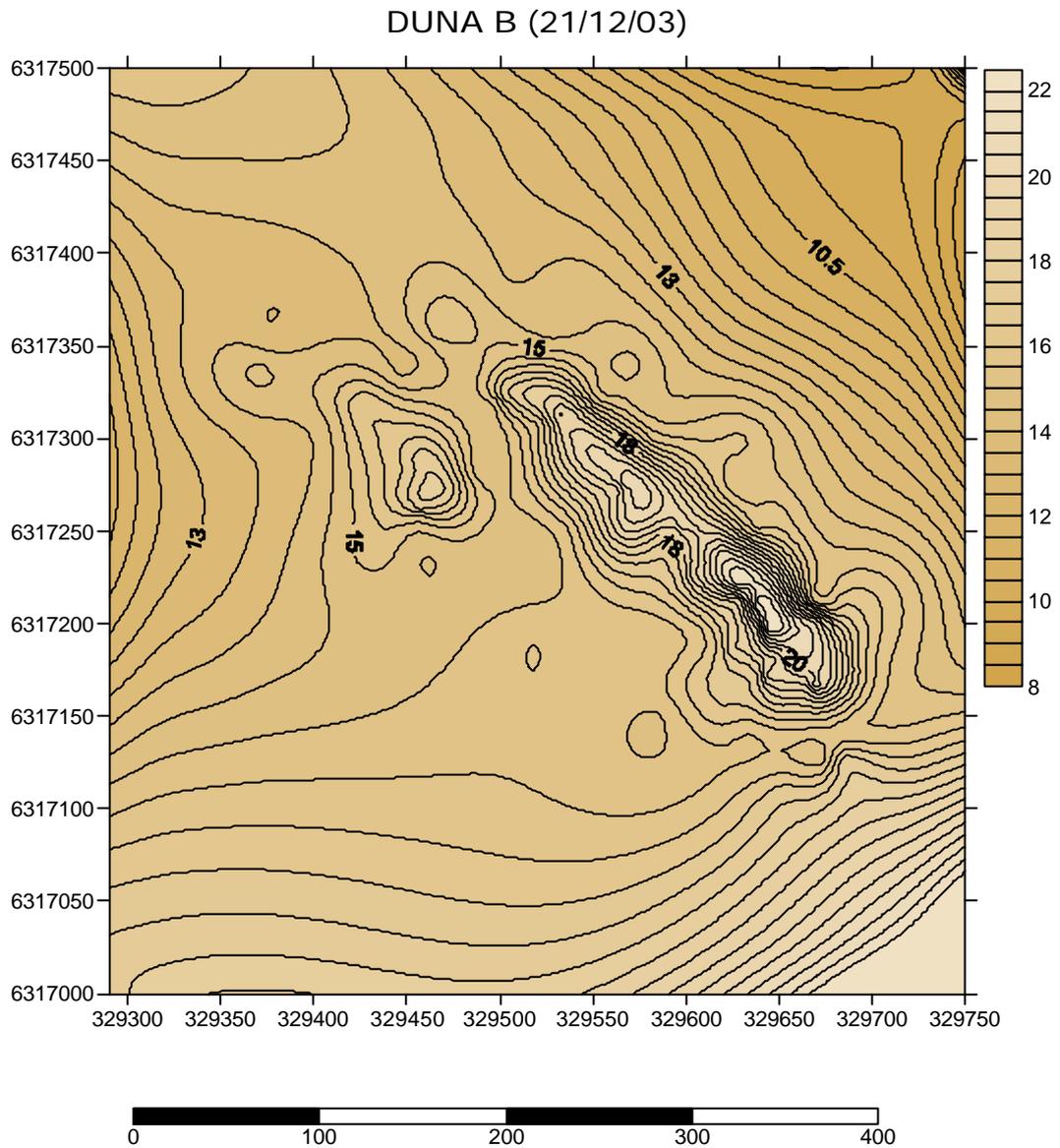


Figura 33: Demonstração em planta do monitoramento B da duna da área de estudo.

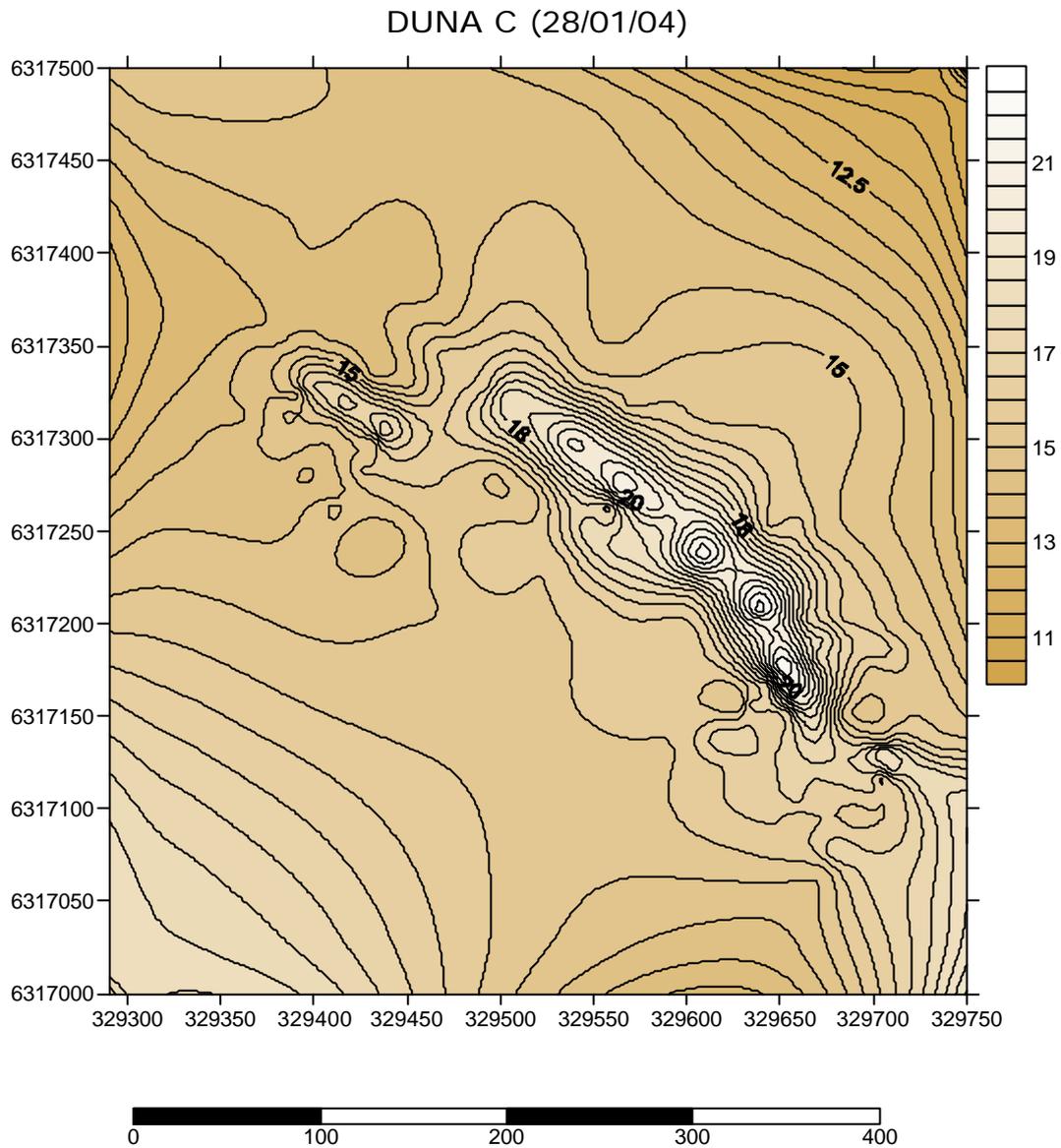


Figura 34: Demonstração em planta do monitoramento C da duna da área de estudo.

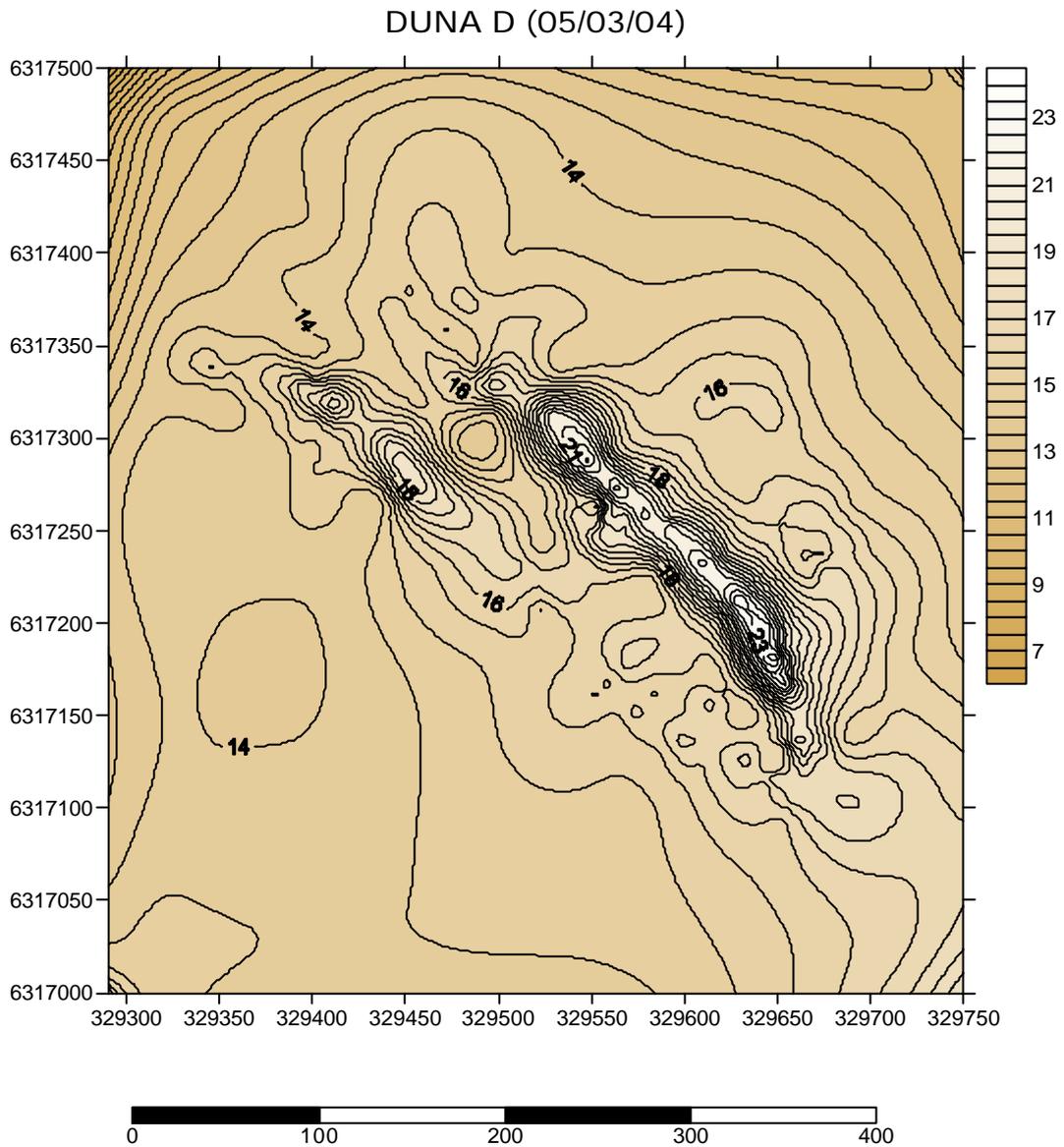


Figura 35: Demonstração em planta do monitoramento D da duna da área de estudo.

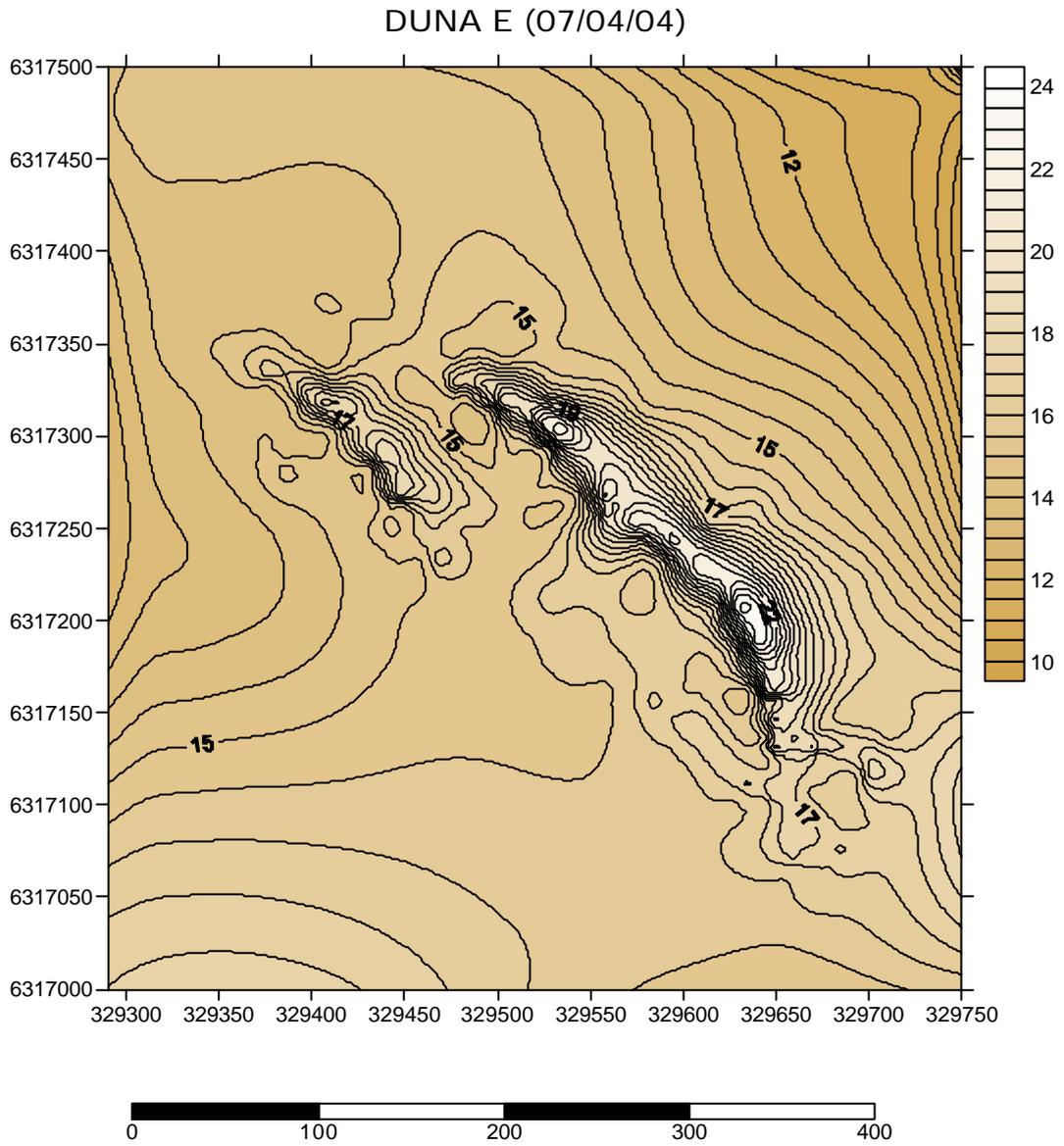


Figura 36: Demonstração em planta do monitoramento E da duna da área de estudo.

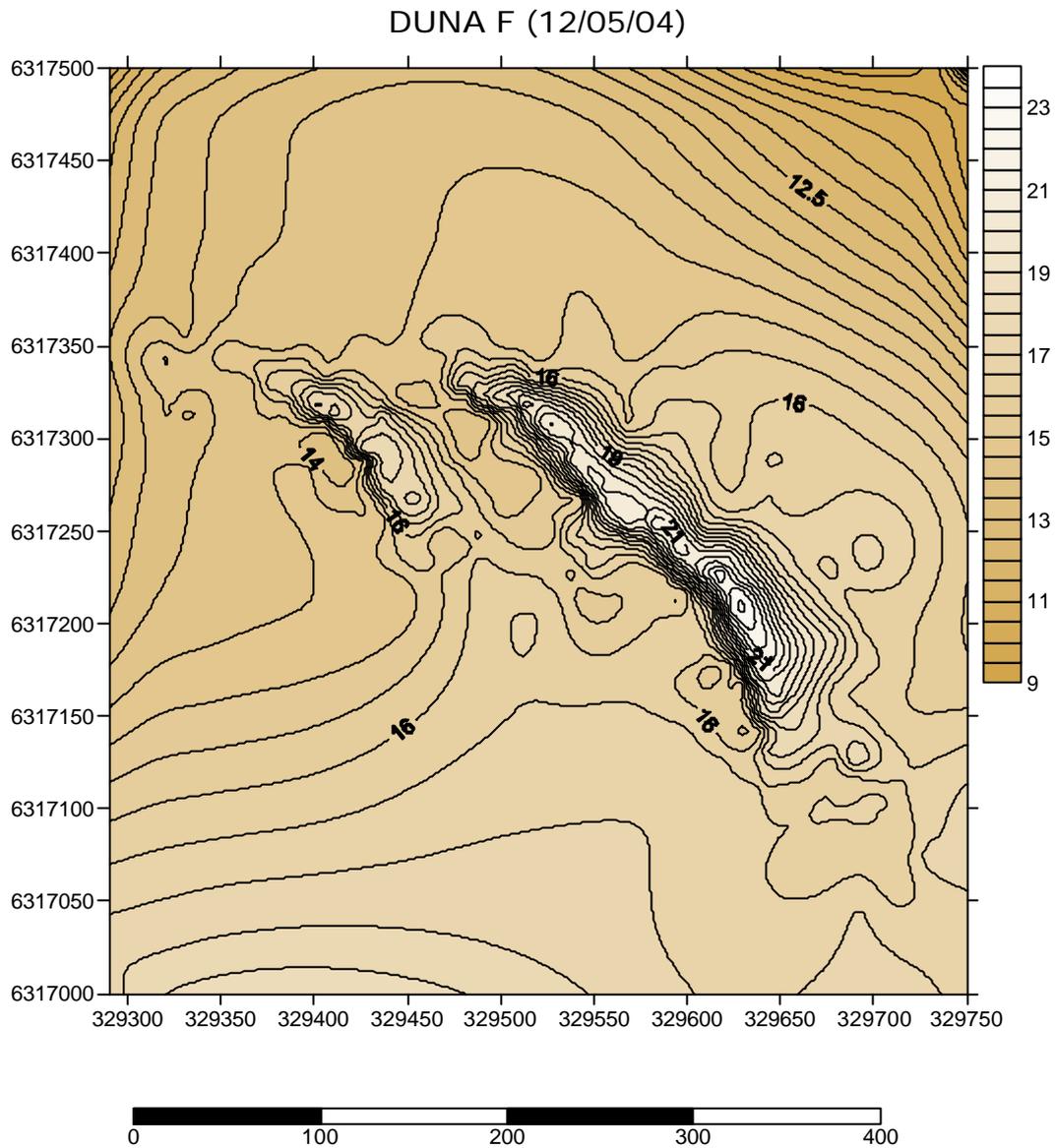


Figura 37: Demonstração em planta do monitoramento F da duna da área de estudo.

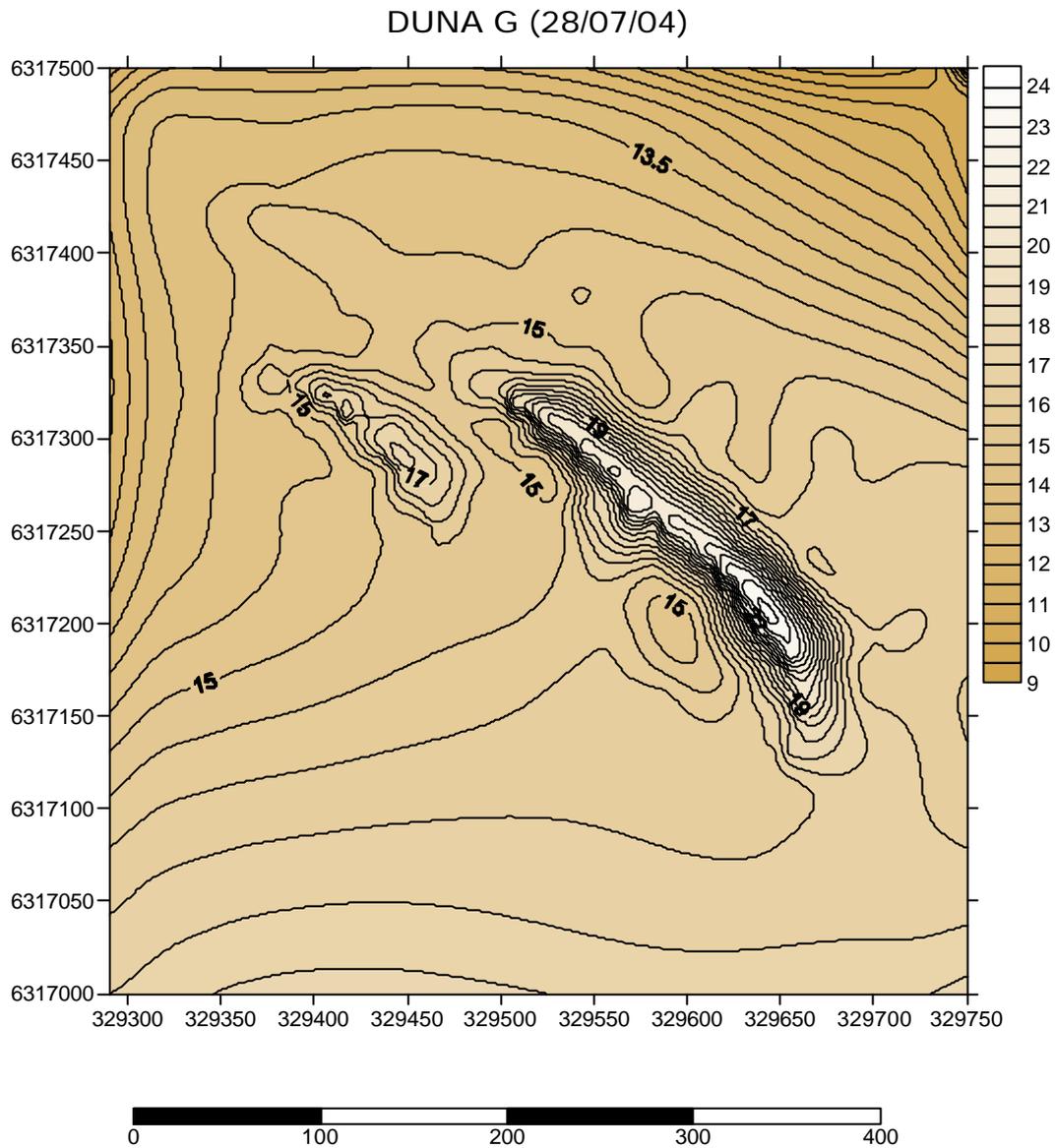


Figura 38: Demonstração em planta do monitoramento G da duna da área de estudo.

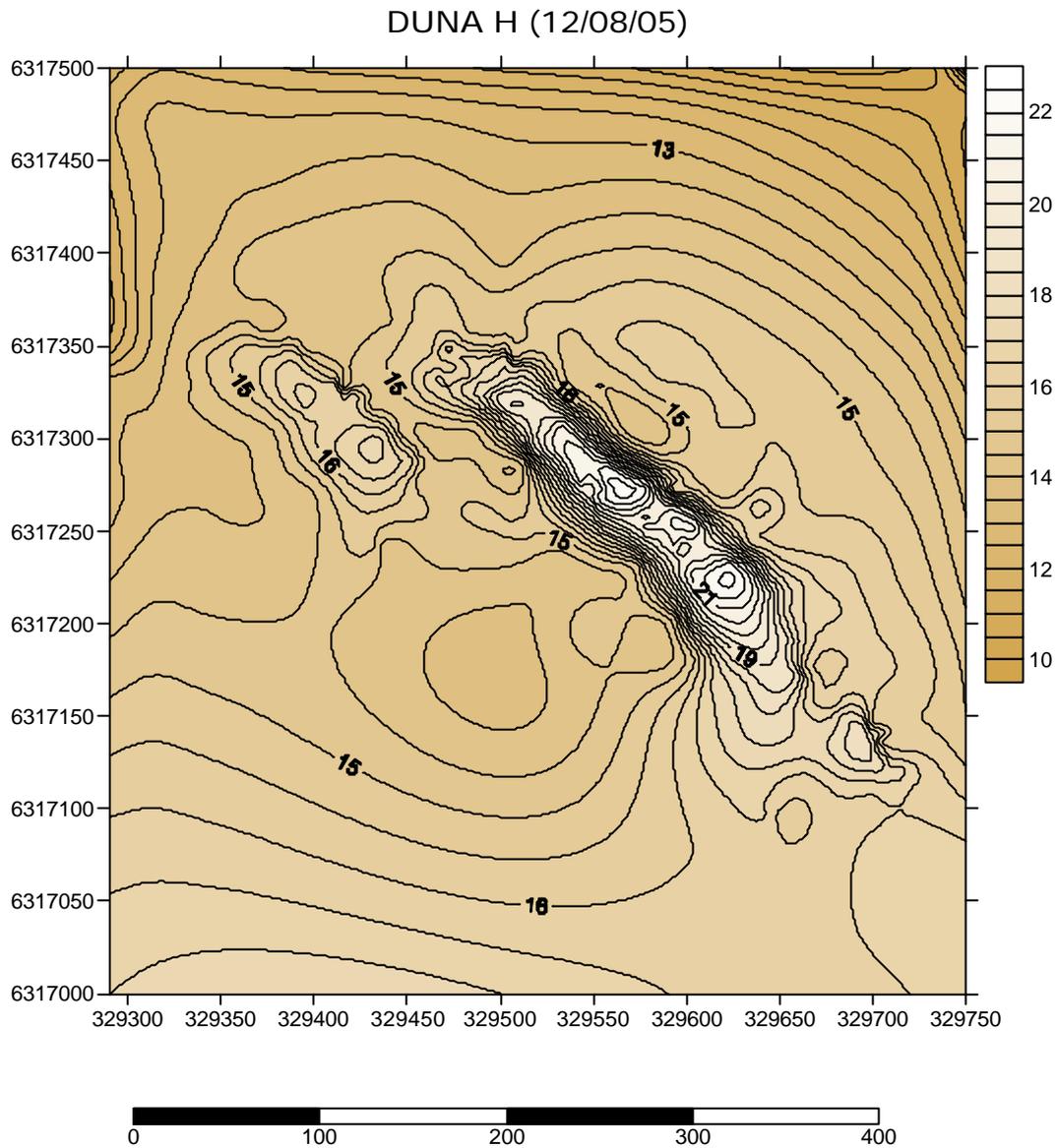


Figura 39: Demonstração em planta do monitoramento H da duna da área de estudo.

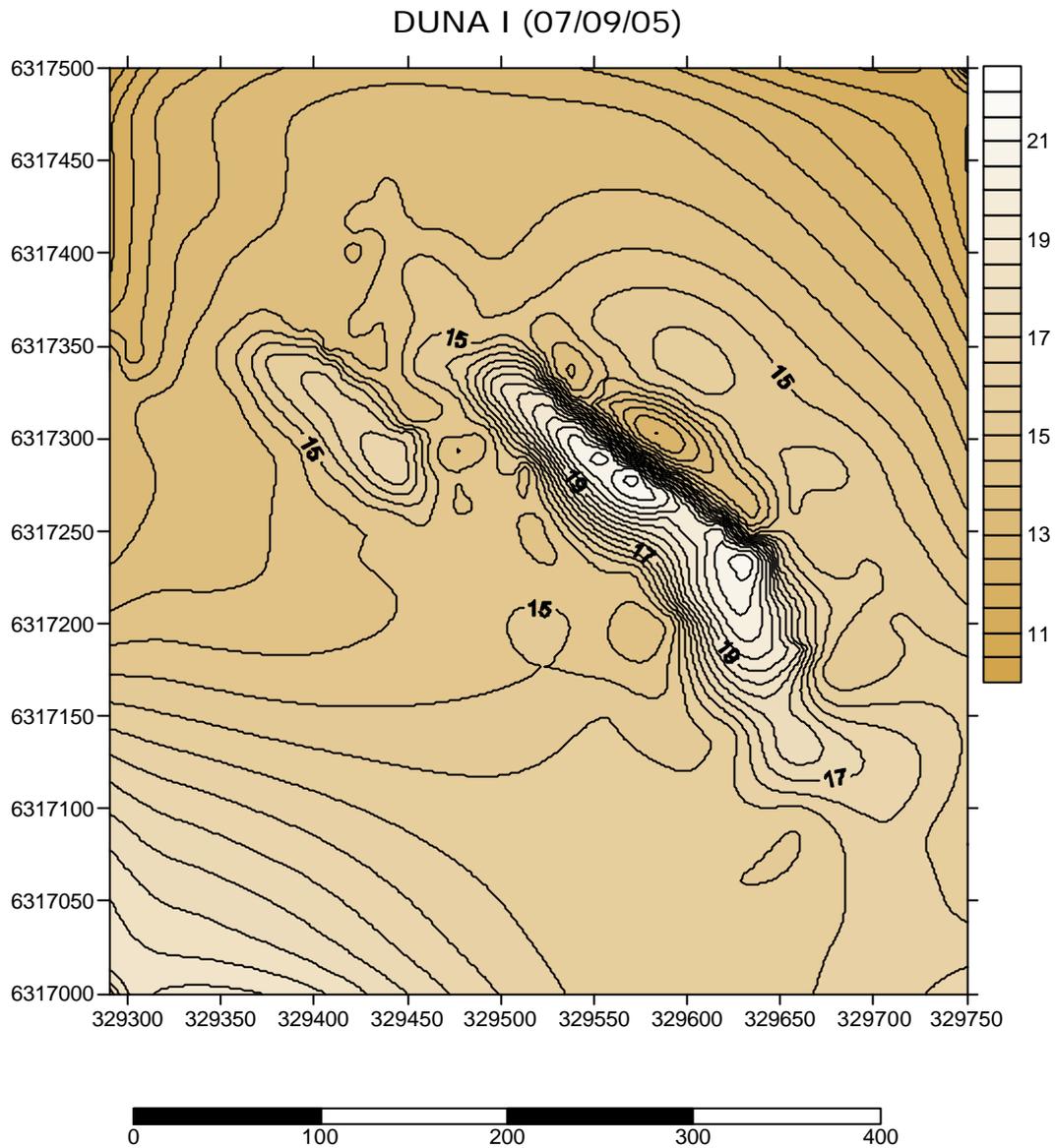


Figura 40: Demonstração em planta do monitoramento I da duna da área de estudo.

3.4.2 Dunas em 3 D

Abaixo serão apresentadas imagens em três dimensões (3D) geradas no Surfer, dos nove monitoramentos da duna estudada.

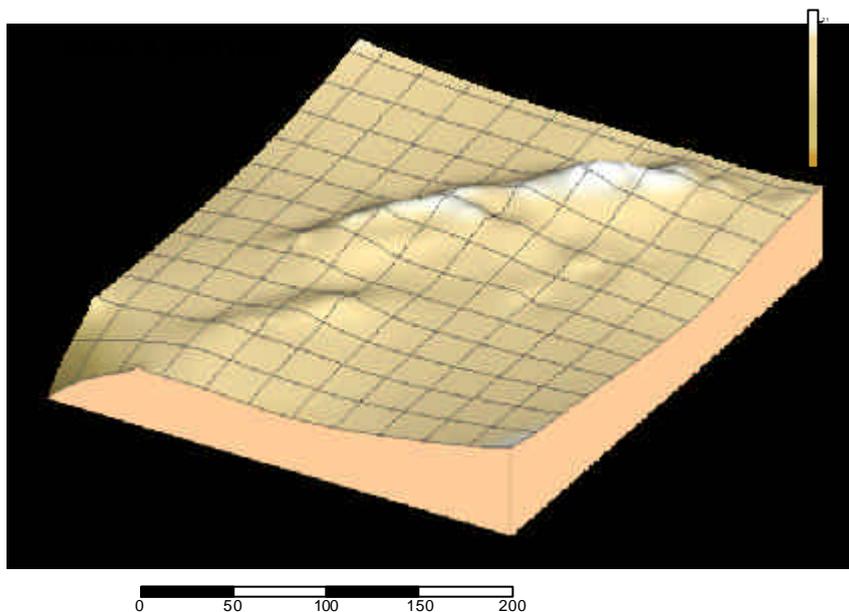


Figura 41: Monitoramento A na duna estudada em imagem 3 D.

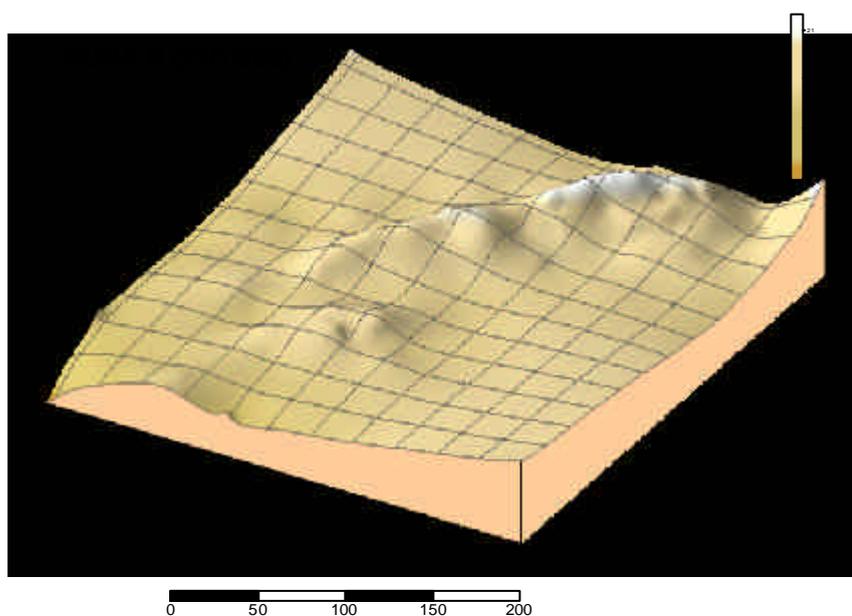


Figura 42: Monitoramento B na duna estudada em imagem 3 D.

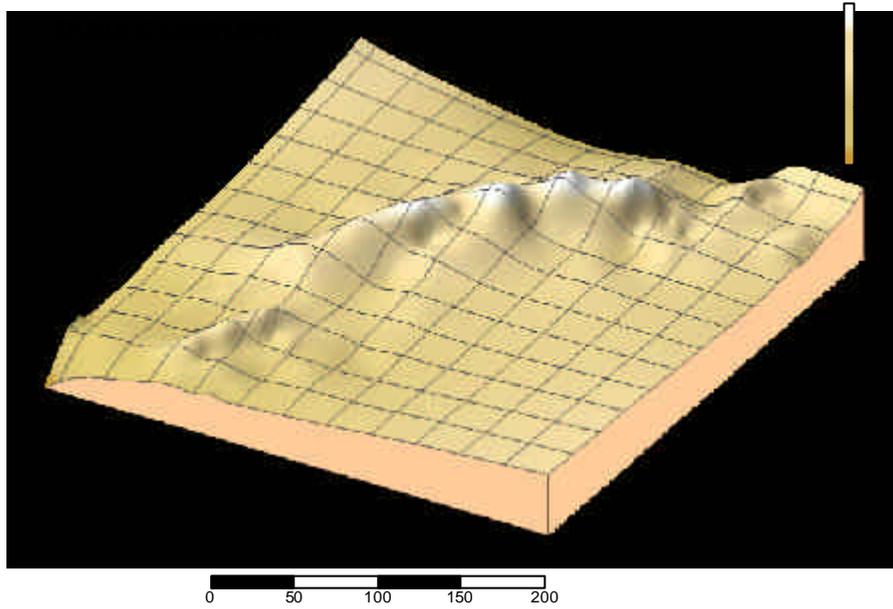


Figura 43: Monitoramento C na duna estudada em imagem 3 D.

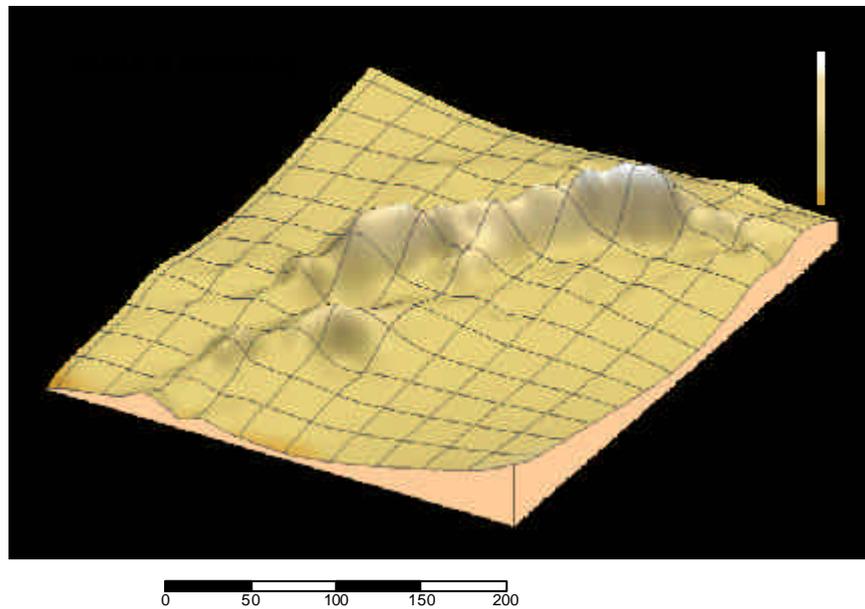


Figura 44: Monitoramento D na duna estudada em imagem 3 D.

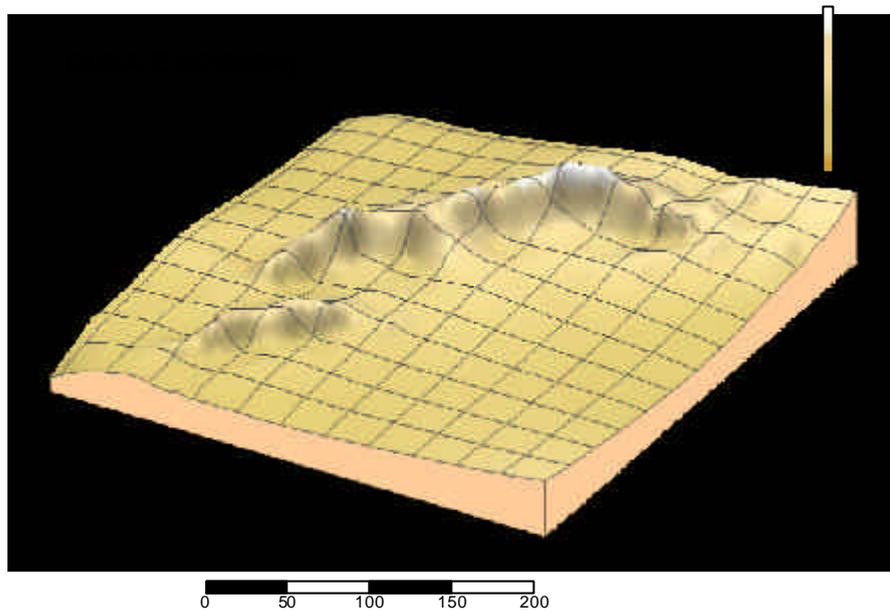


Figura 45: Monitoramento E na duna estudada em imagem 3 D.

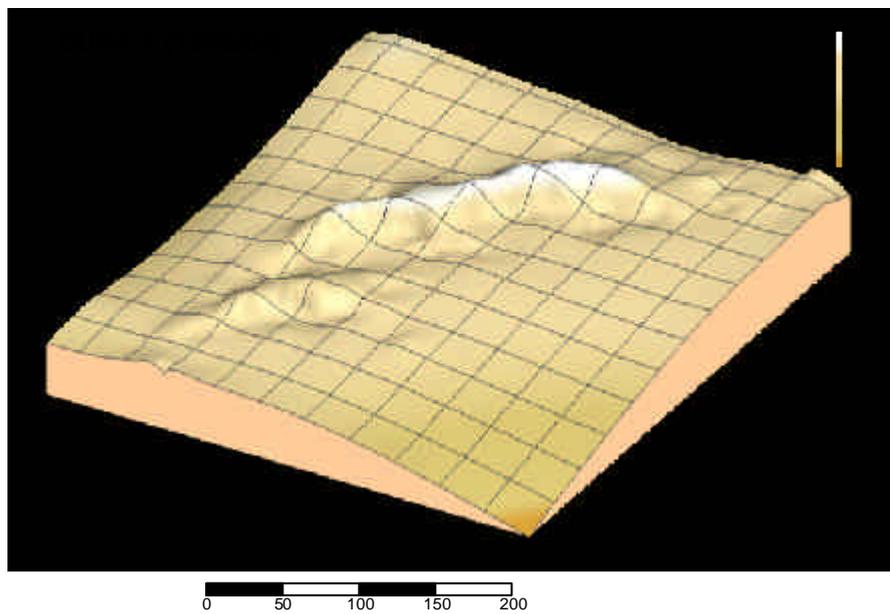


Figura 46: Monitoramento F na duna estudada em imagem 3 D.

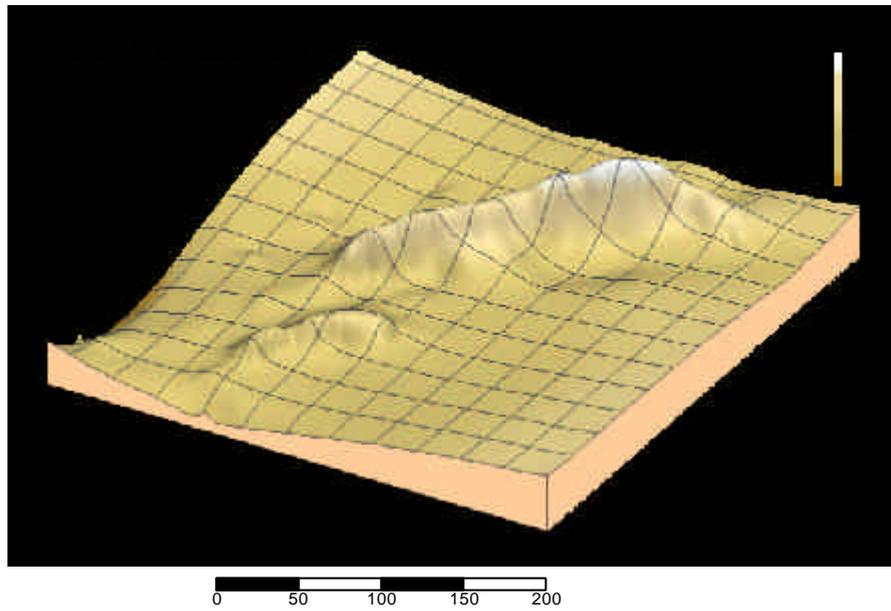


Figura 47: Monitoramento G na duna estudada em imagem 3 D.

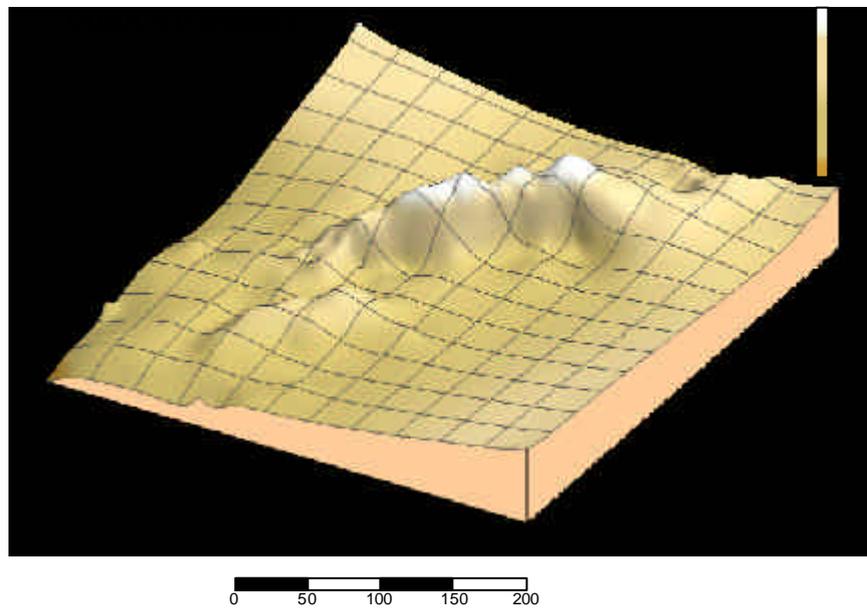


Figura 48: Monitoramento H na duna estudada em imagem 3 D.

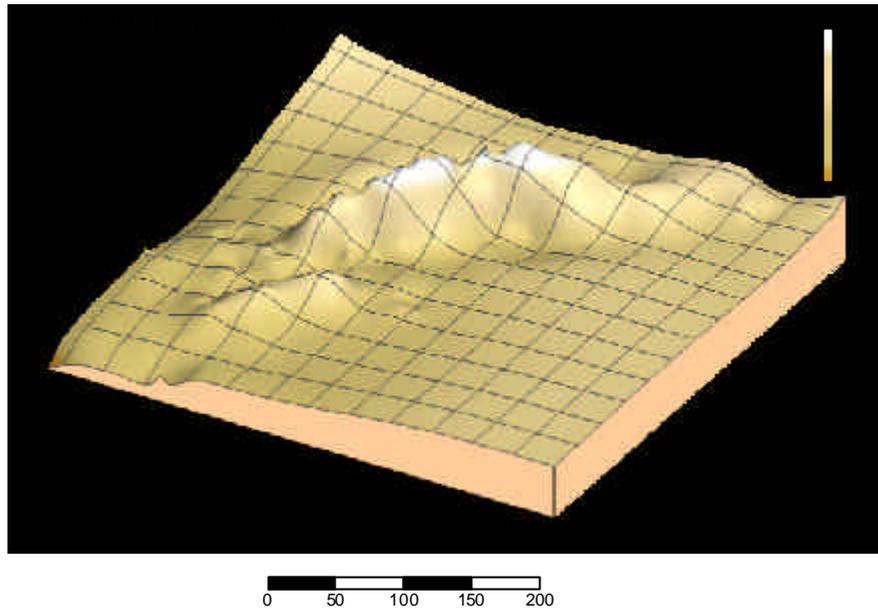


Figura 49: Monitoramento I na duna estudada em imagem 3 D.

Para uma melhor interpretação dos processos sedimentares dinâmicos que ocorreram entre cada intervalo analisado foi feita uma análise da influência dos fatores condicionantes na migração de dunas (regime de ventos e chuva). Para isso foram confeccionadas rosas de ventos, uma tabela de DP (tab. 9) com suas respectivas rosas de areia (Fig. 54 a 61) e gráficos de precipitação (Graf. 3 a 10) dos dados coletados entre cada intervalo de monitoramento (A-B, B-C, C-D, D-E, E-F, F-G, G-H e H-I).

Além disso, foram avaliadas as mudanças de volume (tab. 11 e gráfico 12) e altura (gráfico 11) que ocorreram na duna, a fim de caracterizar a dinâmica sedimentar da mesma. Os dados de volume e altura da duna foram realizados através do software utilizado (surfer).

Deriva Potencial dos intervalos de Monitoramentos da Duna								
Intervalo de Monitoramento	A-B	B-C	C-D	D-E	E-F	F-G	G-H	H-I
Tempo médio	1 mês	2 meses	1 ano	2 meses				
N	0,27	0,28	1,93	0,27	0,56	1,39	13,45	6,47
NNE	0,37	0,73	0,21	0,03	0,15	0,27	2,86	1,72
NE	0,18	0,03	0,08	0,02	0,20	0,57	3,07	0,51
ENE	1,45	0,75	5,90	0,50	6,15	2,75	2,96	0,33
E	0,55	8,94	0,39	0,01	0,26	0,24	1,35	0,51
ESE	1,29	0,11	0,29	0,00	0,07	0,12	1,81	0,53
SE	0,17	0,01	0,04	0,00	0,03	0,07	1,02	0,32
SSE	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	0,04	0,01	0,01	0,01	0,46	0,13	1,42	0,05
SSW	0,00	0,03	0,01	0,06	0,08	0,21	1,93	0,02
SW	0,03	0,04	0,32	0,32	0,30	0,19	4,54	0,03
WSW	0,04	0,47	1,52	2,84	0,76	0,18	9,31	0,58
W	0,17	4,14	0,92	2,28	0,30	0,37	6,44	0,16
WNW	0,09	1,63	1,15	0,87	1,85	1,18	11,33	0,13
NW	0,15	1,11	0,77	0,35	0,47	0,70	8,39	0,31
NNW	0,11	0,70	2,19	0,75	1,21	1,06	17,37	1,36
DP Total	4,93	19,00	15,75	8,30	12,86	9,42	87,25	13,05
DP	3,1	4,1	6,6	5,9	4,9	4,4	47,1	9,3
DDR	ENE	NE	NNE	W	NNE	N	NW	N
DDR/DP	0,62	0,22	0,42	0,71	0,38	0,46	0,53	0,71

Tabela 9. Deriva Potencial (DP) do intervalo de tempo entre cada monitoramento da duna com seus respectivos valores de RDP e DDR.

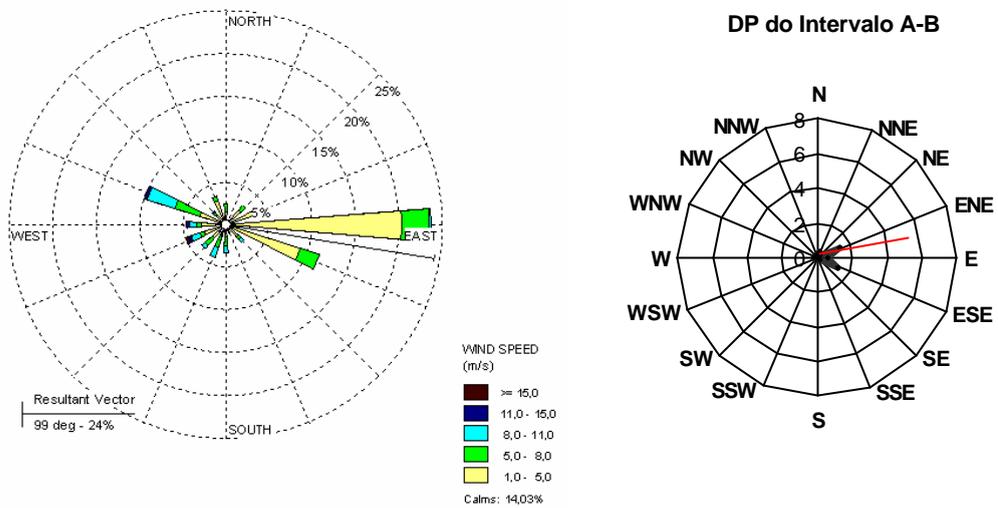


Figura 50: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos A-B da duna.

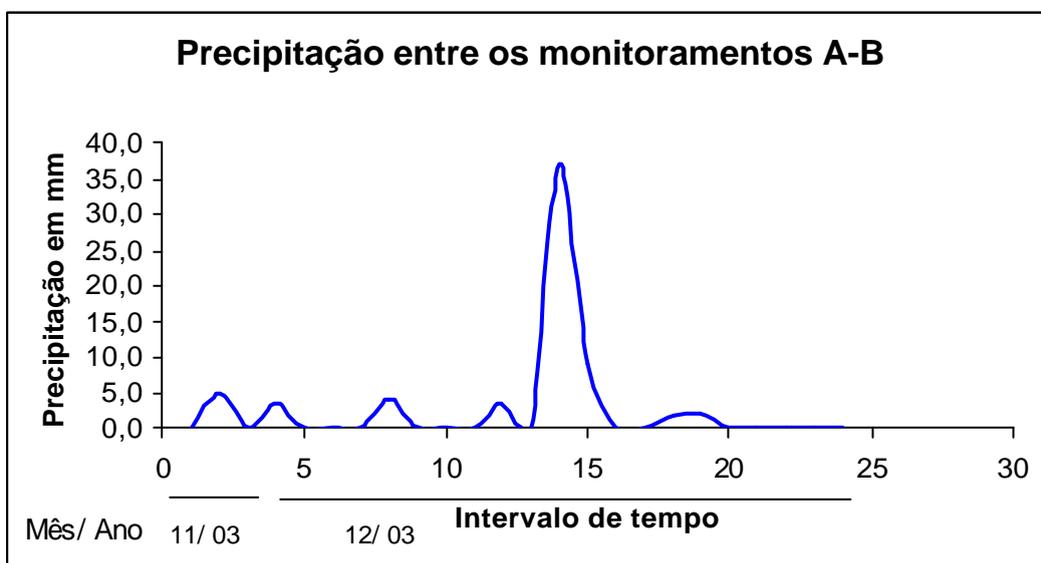


Gráfico 3: Precipitação entre os monitoramentos A-B.

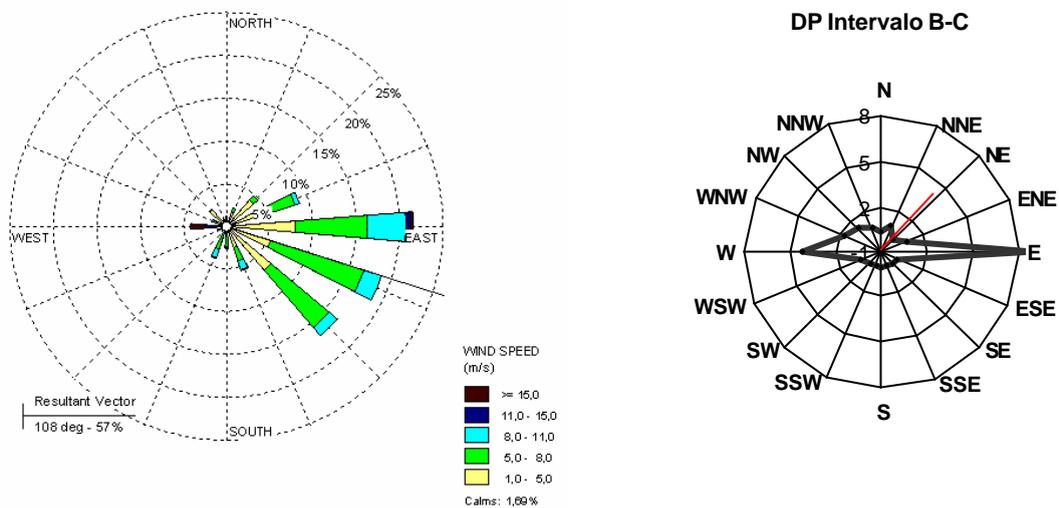


Figura 51: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos B-C da duna.

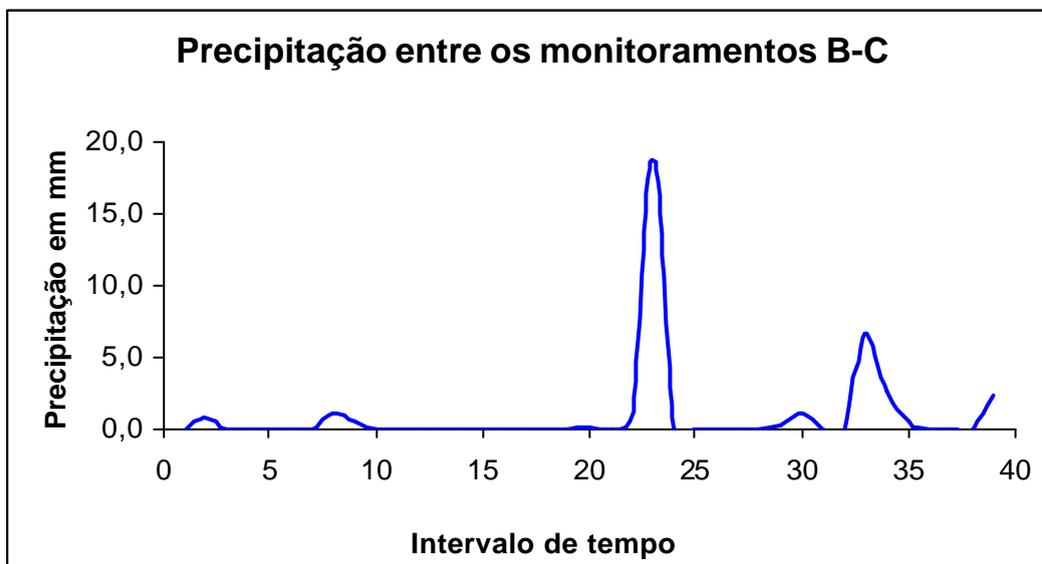


Gráfico 4: Precipitação entre os monitoramentos B-C.

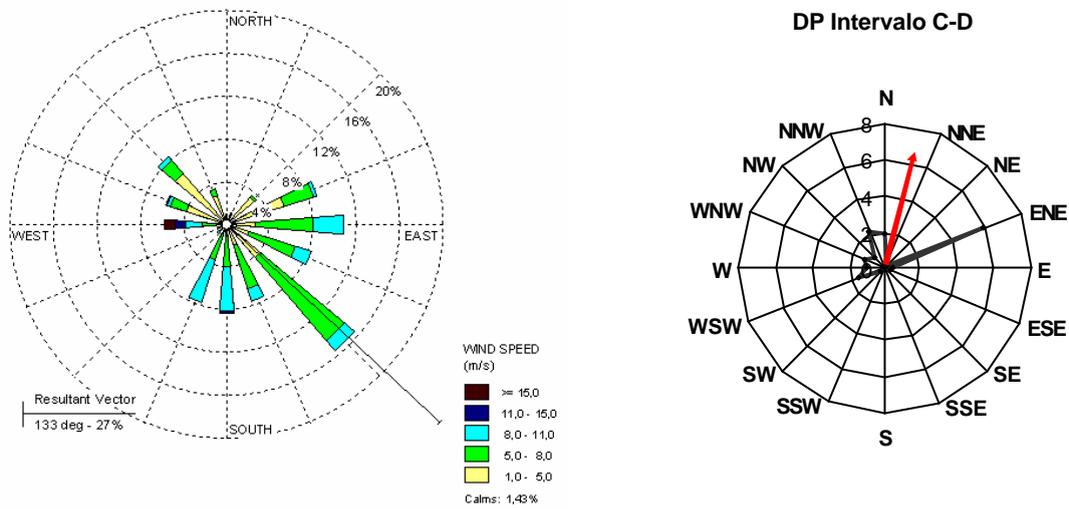


Figura 52: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos C-D da duna.

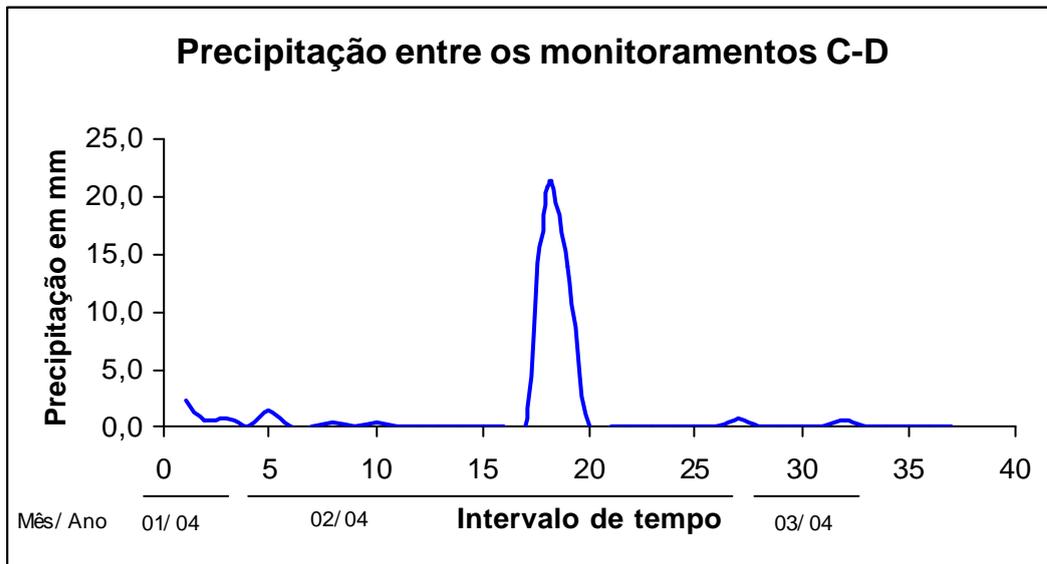


Gráfico 5: Precipitação entre os monitoramentos C-D

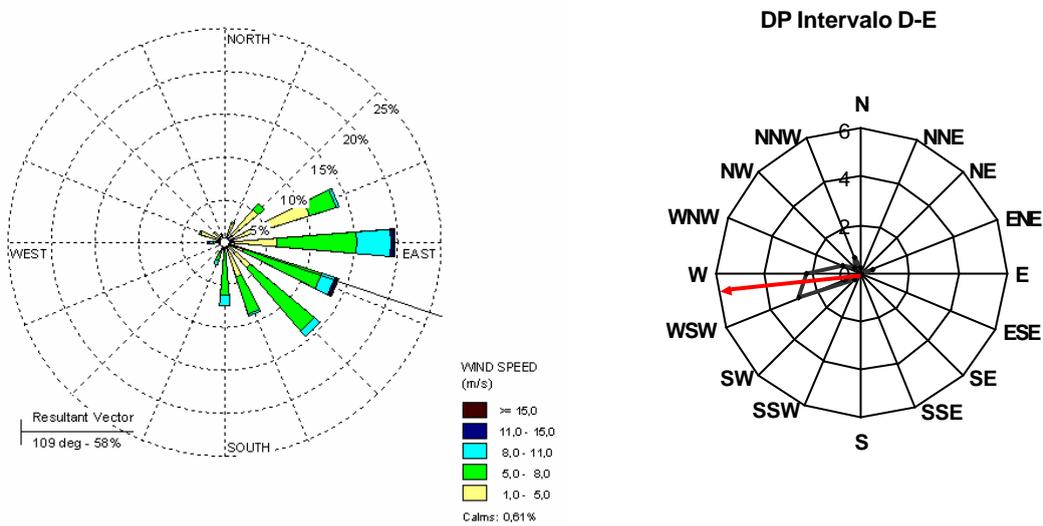


Figura 53: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos D-E da duna.

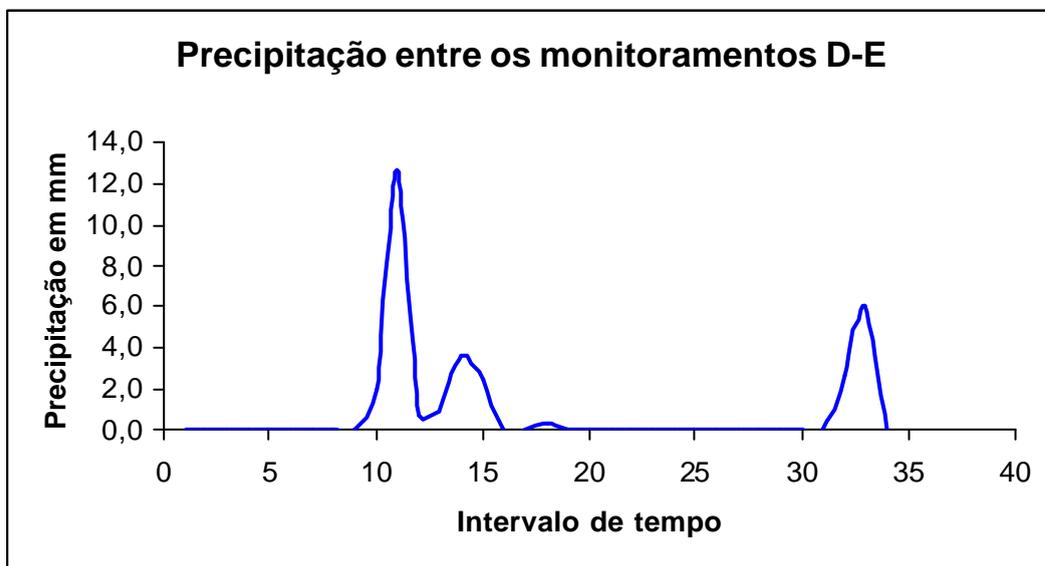


Gráfico 6: Precipitação entre os monitoramentos D-E.

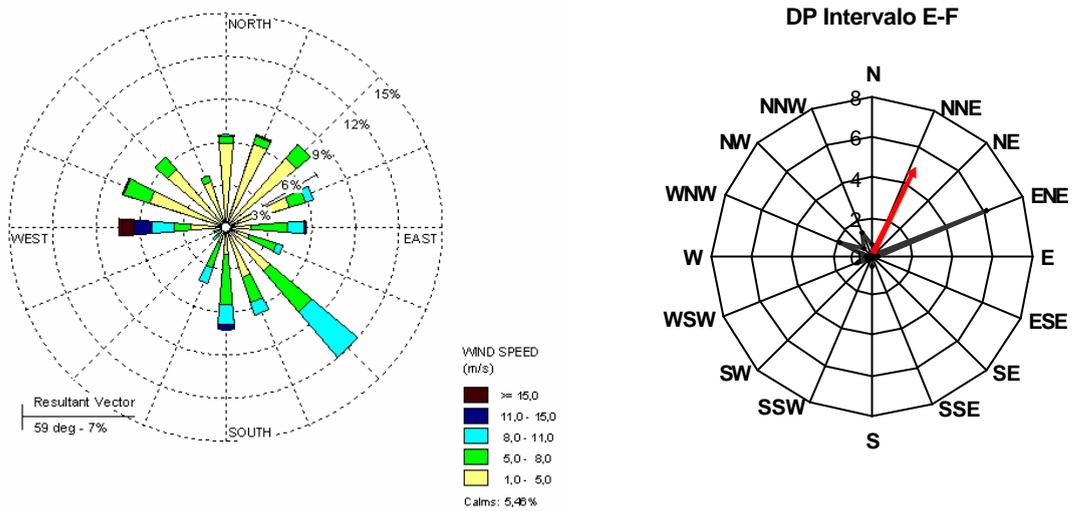


Figura 54: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos E-F da duna.

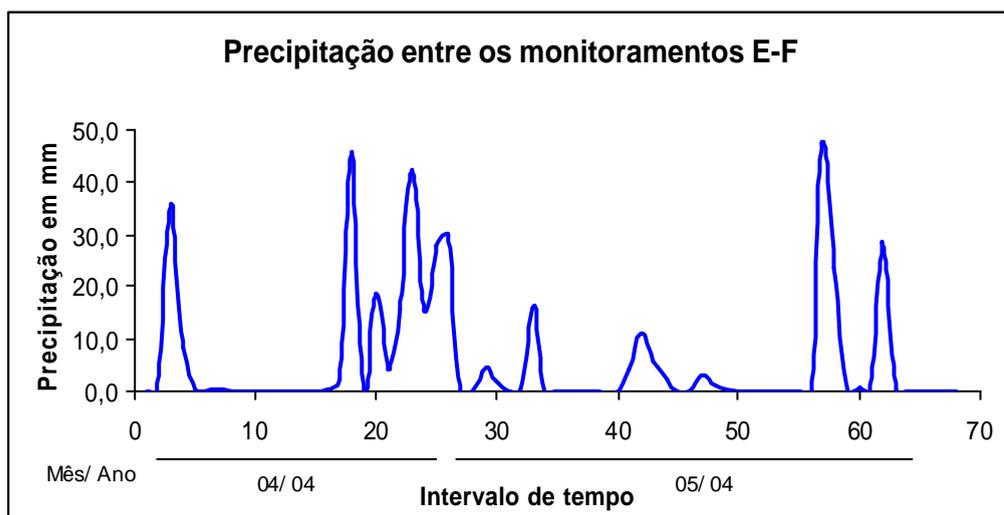


Gráfico 7: Precipitação entre os monitoramentos E-F.

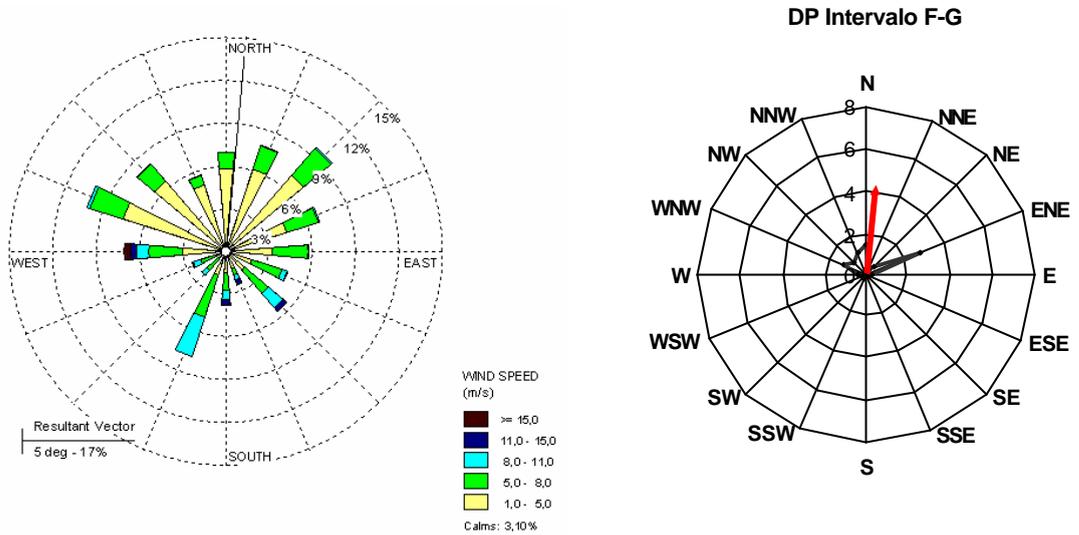


Figura 55: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos F-G da duna.

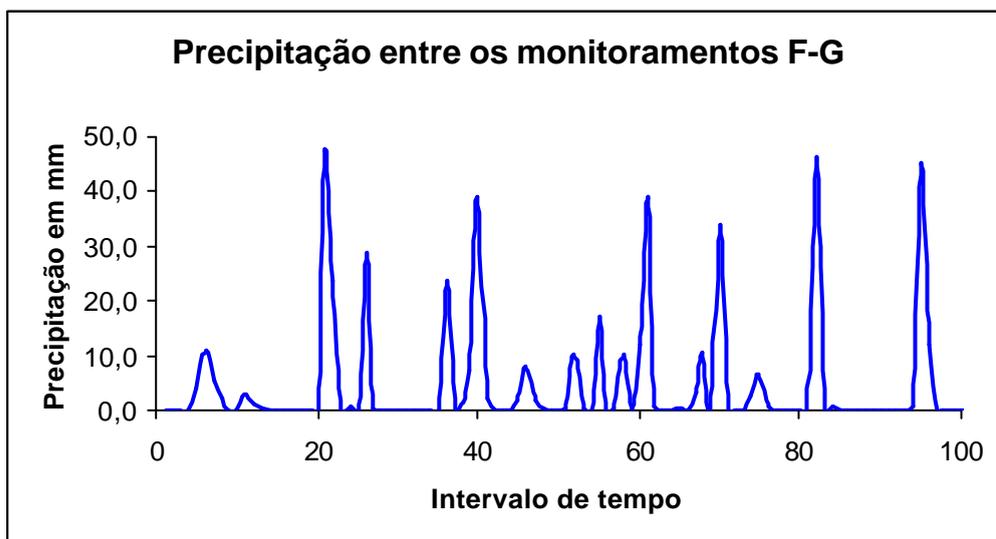


Gráfico 8: Precipitação entre os monitoramentos F-G.

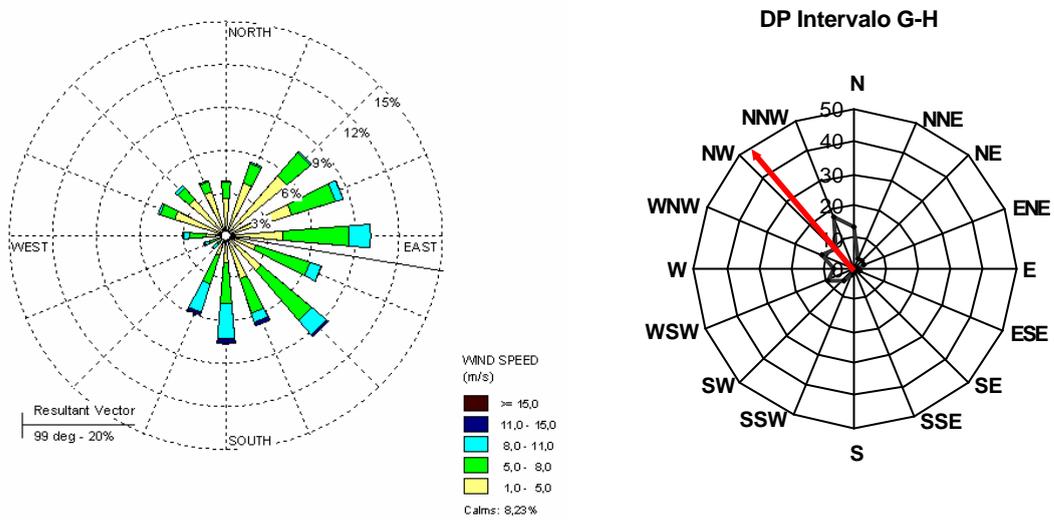


Figura 56: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos G-H da duna.

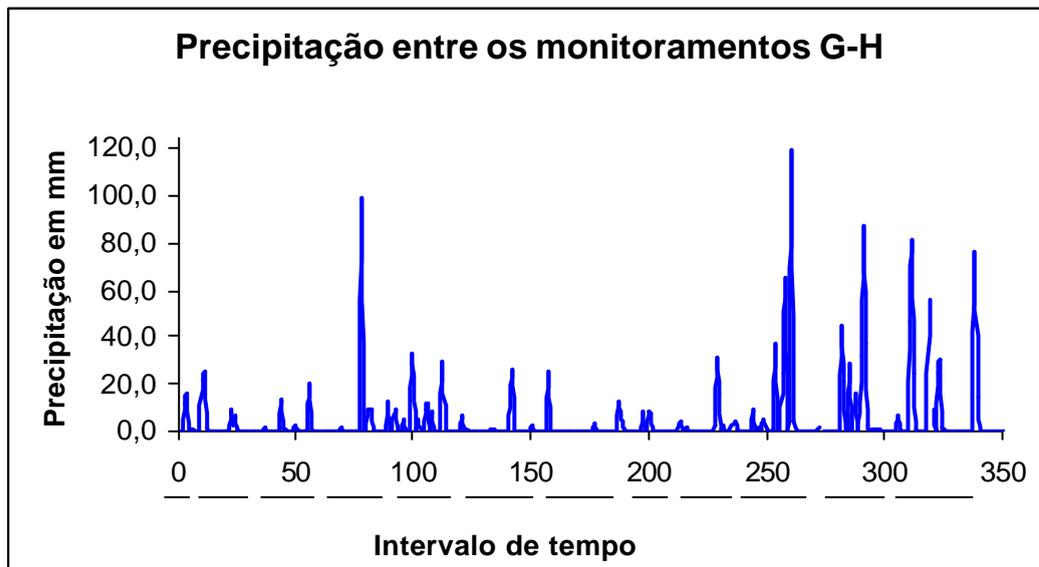


Gráfico 9: Precipitação entre os monitoramentos G-H.

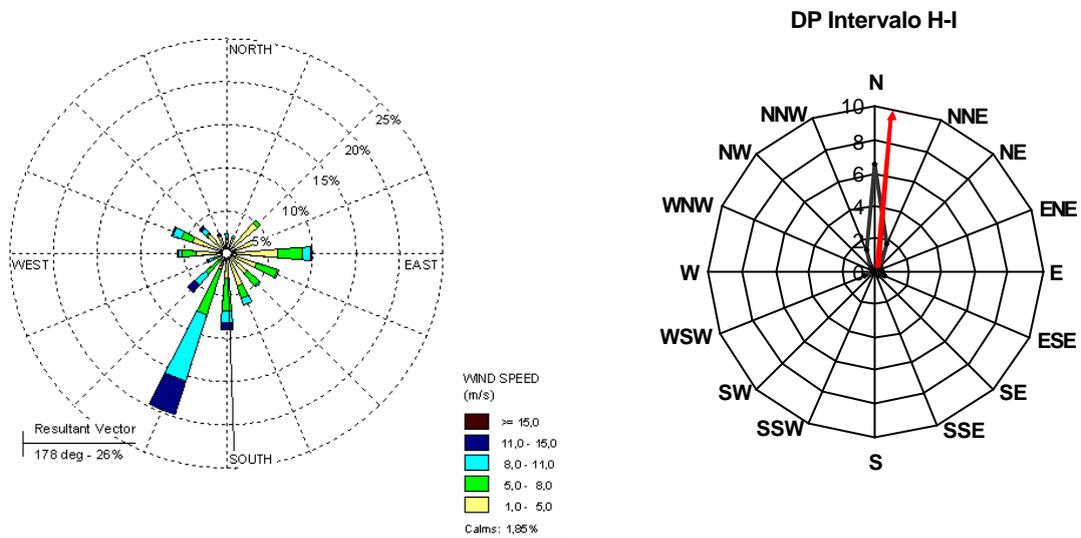


Figura 57: Rosa de ventos e rosa de DP do intervalo de tempo entre os monitoramentos H-I da duna.

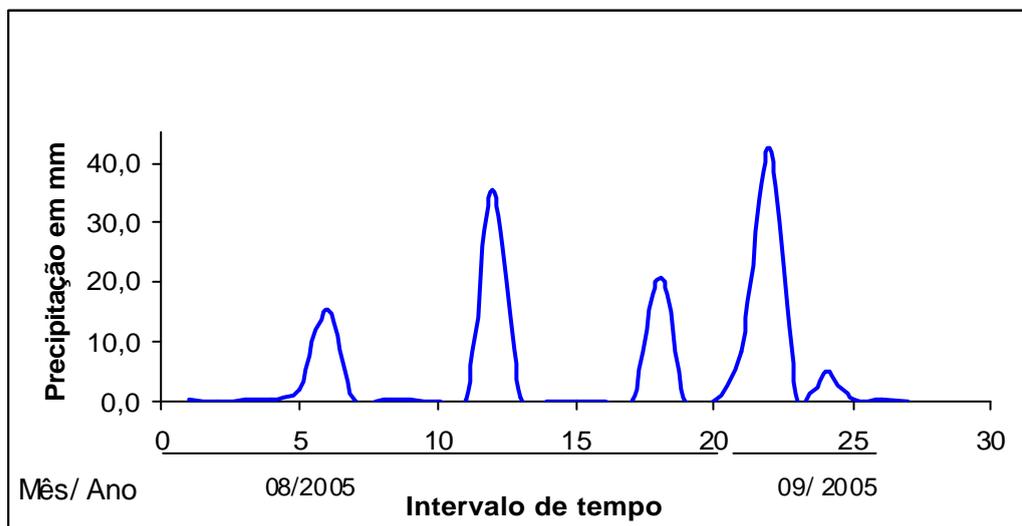


Gráfico 10: Precipitação entre os monitoramentos H-I.

Intervalo	A-B	B-C	C-D	D-E	E-F	F-G	G-H	H-I
Precipitação média diária (mm/dia)	2,7	0,9	1,1	0,9	5,8	4,2	3,8	4,8

Tabela 10: Média da precipitação nos intervalos de monitoramento.

Monitoramentos		Volume (m ³)	Altitude Máxima (m)
1	A	132799,6	22,3
2	B	134377,7	22,1
3	C	184786,0	22,4
4	D	198868,2	23,7
5	E	179230,1	23,9
6	F	332268,3	23,1
7	G	282506,4	23,69
8	H	262185,0	22,3
9	I	254293,0	21,5

Tabela 11: Variação de volumes da duna nos intervalos de monitoramento.

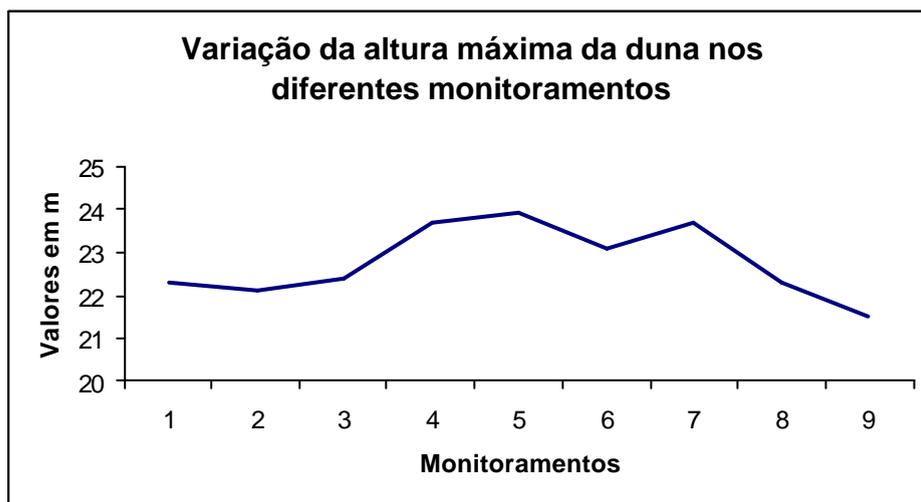


Gráfico 11: Variação da altitude máxima da duna nos diferentes monitoramentos.

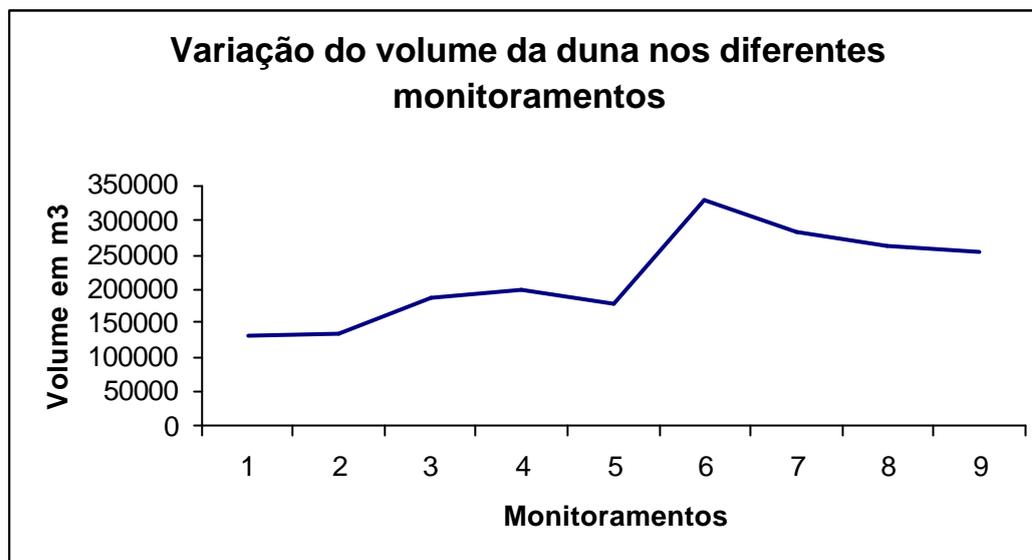


Gráfico 12: Variação do volume da duna nos diferentes monitoramentos.

3.3 Discussões

Os dados de morfodinâmica da duna nos diferentes intervalos entre cada monitoramento, foram correlacionados e apresentaram os seguintes resultados:

Primeiro intervalo (A-B):

- No intervalo de tempo entre o monitoramento A e o monitoramento B, a duna teve um balanço positivo de sedimentos, com um acréscimo de 1578,1 m³ no seu volume total.
- Na rosa de deriva potencial eólica o Potencial de Deriva Resultante - RDP indica deslocamento de sedimentos entre as direções ENE cerca de 3,1uv. Nas imagens em planta pode ser constatado um pequeno deslocamento para direção ESE, tanto na duna principal quanto na duna secundária (pequena duna a norte da duna principal). Este dado não concorda exatamente com a DDR, porém, percebe-se que se mantém no mesmo quadrante da direção ENE. Isso provavelmente está relacionado aos fortes ventos provindos de WNW (observado na rosa de ventos) que ocasionou a deriva de sedimentos para direção ESE.

- A precipitação média foi de 2,7mm/dia, um valor médio a alto que pode ter diminuído a deriva efetiva de sedimentos.
- Nas imagens em 3D não houve grandes modificações, salvo um pequeno decréscimo na altura (0,2m) e um aumento na declividade da duna.

Segundo Intervalo (B-C):

- No segundo intervalo de monitoramento a duna teve um acréscimo de 50408,3m³ no seu volume total.
- Na rosa de deriva potencial eólica a RDP aponta para NE cerca de 4,1uv. Observando-se as imagens em planta pode ser constatada uma movimentação da duna secundária para a direção SW e na duna principal não houve movimentação significativa. Esta discordância pode estar associada à alta frequência e velocidade de ventos provenientes do setor SE, como mostra a rosa dos ventos deste intervalo.
- A média diária de precipitação foi de 0,9mm/dia, um valor baixo que pouco influencia na deriva.
- As imagens em 3D mostram que a duna teve um acréscimo de 0,3m na altura total e um afinamento na crista.

Terceiro Intervalo (C-D):

- No terceiro intervalo a duna teve um acréscimo de 14082,2m³ no seu volume total.
- A RDP aponta para NNE (6,6uv). De acordo com a imagem em planta foi constatada que houve uma acresção de sedimentos na duna secundária, que alterou a sua forma (a duna ficou mais alongada na direção NW-SE). Como a RDP indica migração de areia para o quadrante NE, os sedimentos que cresceram a duna secundária provinham de SW, o que corrobora os resultados da RDP.
- O perfil 3D mostra um decréscimo na altura da base da duna, além de um aumento na declividade e um acréscimo de 1,3m na altura máxima.

Quarto Intervalo (D-E):

- O quarto intervalo apresentou um balanço negativo de sedimentos e sofreu um decréscimo de $19638,1\text{ m}^3$.
- De acordo com a rosa de deriva houve deslocamento de sedimentos para W ($5,9\text{ uv}$).
- No perfil em planta foi possível observar uma modificação na forma da duna principal, que mantinha uma forma linear até o presente monitoramento e assumiu uma forma transversal, com os vértices orientados para o quadrante SW, corroborando os dados de RDP.
- Na duna secundária houve uma modificação de forma e direção da crista. No monitoramento D ela assumia uma forma mais alongada e orientação SE da crista, enquanto que no monitoramento E, ela assume uma forma mais arredondada (curvas de nível mais aproximadas) e houve um deslocamento da crista para SSE. Isso é comprovado por uma grande frequência de ventos provindos de SE, ocasionando um “espalhamento” da duna secundária para a direção NW.
- As curvas de nível ficaram mais próximas e como pode ser visto nas imagens 3D houve um aumento na altura da base da duna de cerca de 5m. Além disso, a altura máxima teve um pequeno acréscimo ($0,2\text{ m}$) e a forma da crista da duna sofreu um pequeno aplainamento.
- A quantidade de precipitação foi relativamente baixa ($0,9\text{ mm/dia}$), o que pouco interfere na deriva efetiva.

Quinto Intervalo (E-F):

- No quinto intervalo a duna teve um acréscimo de $153038,2\text{ m}^3$ no seu volume total.
- De acordo com a RDP na rosa de deriva potencial houve deslocamento de sedimentos para o quadrante NNE ($4,9\text{ uv}$).
- Entretanto no perfil em planta não foi observada mudança na forma nem sinais de deslocamento significativo da duna para nenhuma direção. Esse fato esta,

provavelmente, associado à alta taxa de precipitação registrada neste intervalo (5,8mm/dia).

- As imagens em 3D mostram um aumento na altura da base da duna e um decréscimo de 0,2m na sua altura máxima.

Sexto Intervalo (F-G):

- No sexto intervalo a duna teve um balanço de sedimentos negativo com perda de 49761,9m³ de areia do seu volume total.
- O potencial de deriva resultante indica migração de sedimentos para direção N (4,4uv).
- O perfil em planta indica que a duna secundária teve um pequeno deslocamento para NNE, melhor visualizado na extremidade leste desta duna. Apesar da RDP apontar para N, houve uma alta frequência de ventos provindos do quadrante SW que ocasionaram o deslocamento da duna secundária para NNE.
- A duna principal não teve deslocamento, porém houve uma pequena mudança na forma. As curvas de nível ficaram mais próximas, e conseqüentemente, a duna tornou-se mais íngreme.
- O perfil 3D mostra uma pequena diminuição na altura da base da duna, um aumento de 0,6m na altura e poucas modificações de forma. As poucas modificações nesse intervalo podem ser atribuídas aos baixos valores de deriva e ao alto índice de precipitação (4,2mm/dia).

Sétimo Intervalo (G-H)

- Foi dado um maior destaque às análises deste intervalo já que o mesmo compreende um período de tempo de um ano, e conseqüentemente sofreu influencia das quatro estações do ano em seus processos sedimentares.
- A duna teve um balanço negativo de sedimentos com um decréscimo de 20321,4m³ em seu volume total.
- O potencial de deriva resultante aponta para NW (47,1 uv).
- Na análise do perfil em planta foi constatada uma migração da duna principal para a direção NW e W evidenciado pela comparação das curvas de níveis (17,

18, 19), concordando com a RDP. Nessas direções, a duna principal apresentou migração aproximada de 20m, enquanto que a duna secundária migrou 36m.

- A análise do perfil em 3D da duna revela que houve um decréscimo de 1,4m na altura máxima da duna e um pequeno aplainamento no topo.
- O índice de precipitação foi de 3,8mm/dia, o que pode ter diminuído a velocidade de migração da duna para as direções W/NW neste ano.

Oitavo Intervalo (H-I):

- No último intervalo de monitoramento foi constatado que a duna sofreu um decréscimo de 7891,1 m³ no volume total.
- A deriva potencial teve baixa variabilidade direcional, indicando transporte para a direção entre N (9,3uv)
- A análise do perfil em planta mostra um pequeno deslocamento para o quadrante NE, visualizado na duna secundária (cota 15), explicado pela alta frequência e velocidade dos ventos provindos de SW e concorda com a RDP. A duna principal não apresentou deslocamento significativo, o que pode estar relacionado ao alto índice de precipitação (4,8mm/dia).
- Nas imagens em 3D não foram observadas grandes modificações, somente um decréscimo de 0,8m na altura máxima.

As análises revelaram que ao longo do tempo ocorreram modificações na forma, volume e altura da duna, com taxas de deslocamentos geográficos moderadas a baixas.

As areias que formam esse campo de dunas são provenientes do Oceano Atlântico localizado a 5,2 Km a leste. De acordo com a classificação de Tomazelli (baseada em critérios genéticos e descritivos) esta duna pode ser classificada como uma duna livre do tipo transversal, pois apresenta a crista orientada transversalmente à direção do vento efetivo.

As análises de volume da duna mostraram que ocorreram mudanças significativas entre os intervalos de monitoramento. No primeiro monitoramento a duna apresentava um volume total de 132.799,6m³. No decorrer do tempo ela sofreu um acréscimo de sedimentos e recebeu cerca de 120.000m³, finalizando com 254.293m³

no último monitoramento. De forma geral a duna teve um aporte positivo de sedimentos com um acréscimo de praticamente o dobro do seu volume inicial (média aproximada de 4000m^3 por ano). Esses dados comprovam que existe uma grande dinâmica sedimentar nessa área, e a duna estudada esta sofrendo um balanço positivo de sedimentos.

Fazendo-se uma correlação entre os dados de ventos, deriva potencial eólica e migração efetiva da duna (visualizado nas imagens em planta) foi possível constatar que, na maior parte dos casos os dados de RDP foram corroboradas pelas direções de deslocamento efetivo da duna.

Nos intervalos de monitoramentos A-B, C-D, D-E, G-H e H-I os valores e direções de DP tiveram uma boa concordância com o deslocamento geográfico da duna, pois, quando não obedeceu a exata DDR se conservou no mesmo quadrante. Já no intervalo B-C, a DDR discordou completamente da deriva efetiva medida nas imagens em planta, porém, quando comparado à rosa dos ventos, constatou-se que o deslocamento de areia foi definido pela direção de maior frequência de ventos com velocidades moderadas. De acordo com Lyu (2004), em alguns casos as altas velocidades causam irregularidades no transporte de areia fazendo com que a deriva efetiva seja definida pelos ventos com altas frequências e velocidades moderadas. Além disso, foi constatado que este intervalo teve um índice de variabilidade do vento muito baixo ($DDR/DP=0,22$) comparado aos outros, o que comprova que a alta variabilidade direcional prejudicou o potencial de deriva, além de comprometer a DDR.

Entre os intervalos E-F, F-G e H-I, tanto a mobilidade quanto a forma da duna sofreram poucas modificações, o que comprova que as altas taxas de precipitação aumentam a coesão entre as partículas de areia diminuindo a efetividade do transporte e prejudicando a mobilidade da duna.

As análises da morfodinâmica da duna nos intervalos de monitoramento (A, B, C, D, E, F, G) mostraram que a duna principal sofreu modificações na forma, volume, orientação e altura, porém não teve migrações significativas. Isto pode estar associado ao fato de que a mesma encontra-se em um campo aberto, livre de influências topográficas, cercada de dunas adjacentes, o que contribui para manter a duna em um equilíbrio dinâmico, isto é, ao mesmo tempo em que ela perde sedimentos, recebe-os

das dunas adjacentes (fig. 59). Além disso, é uma duna de grande porte com cerca de 100m de comprimento por 9m de altura (considerando-se como base a cota 14), o que dificulta ainda mais sua mobilidade. Na duna secundária foram observados deslocamentos, de até 36 m para NE (intervalo BC), relacionado ao seu pequeno volume de sedimentos.

No intervalo G-H (2004-2005), foi constatado uma migração de aproximadamente 20 metros para NW e W da duna principal e 36 metros para NW e W da duna secundária.

Como podemos verificar nas análises acima, entre o monitoramento A e G (2003-2004) a duna apresentou um comportamento de duna semifixa, sem deslocamentos significativos. Já do monitoramento G-H (2004-2005) houve uma grande migração da duna, comportando-se como uma duna migratória. Essa mudança de comportamento pode ser atribuída, principalmente, as modificações climáticas que ocorreram nos anos de 2004 e 2005, e que alteraram a direção principal de proveniência dos ventos, de NE para SE. Além disso, houve um aumento significativo na velocidade dos ventos, já que no ano de 2003 predominaram os ventos na faixa de 0 a 5 m/s e em 2004 e 2005 predominaram ventos com velocidades maiores, do que 5 m/s, chegando a atingir mais de 15 m/s.

3.3.1 Teste de campo

Embora visualmente evidente, para comprovar a o transporte eólico foram feitos alguns testes com armadilhas. Entre eles salientamos o teste descrito abaixo:

Tempo de amostragem: 5 minutos

Velocidade do vento : máxima: 8,7 m/s; média: 6,8 m/s

Direção do vento: Oeste / Sudoeste

Peso de material retido total: 49,871 gramas

Como o número de testes foi muito pequeno, devido a problemas operacionais, não foi possível estabelecer correlações entre as alterações morfológicas da duna e os testes de campo. O teste foi realizado com uma armadilha de metal de dimensão 6x46 (cm) como mostra a figura 58. A velocidade foi medida com um anemômetro de mão e a armadilha foi instalada no topo da duna com a “boca” a favor do vento. Neste

pequeno intervalo de tempo foi coletado um total de 49 gramas de areia, o que comprova a existência do transporte de sedimentos nesta área.



Figura 58: Exemplo de instalação de armadilha no topo da duna.

CAPÍTULO 4

-Conclusões Gerais-

A costa do Rio Grande do Sul apresenta uma conjunção de fatores que favorece a formação e evolução de um dos mais extensos sistemas contínuos de dunas costeiras do mundo: possui topografia com baixa rugosidade (planície costeira), regime de ventos apropriado (em velocidade e direção) e um grande estoque de areia quartzosa fina, oriunda da plataforma e disponível em uma longa praia continuamente exposta à ação das ondas (Tomazelli & Villwock, 1992). O campo de dunas desse estudo faz parte do sistema deposicional Laguna-Barreira IV (Villwock 1984) e segundo Tomazelli (1990, 1993), as dunas livres predominantemente barcanóides, migram no sentido SW, transgredindo terrenos mais antigos e avançam para dentro dos corpos lagunares adjacentes.

A área de estudo está inserida no litoral sul e corresponde ao campo de dunas costeiras mais recentes, que compreende a região entre a Lagoa Mangueira e o Oceano Atlântico.

A análise do regime de ventos para os anos de 2003, 2004 e 2005 e a sua correlação com a morfodinâmica eólica conduziram às seguintes conclusões:

No ano de 2003 os ventos mais freqüentes provinham de NE, E e SW respectivamente, com as maiores velocidades em SW. Em 2004 e 2005 o regime de ventos teve um comportamento similar entre si com ventos mais freqüentes provindos de SE, com velocidades altas. De 2003 para 2004 e 2005 houve um grande aumento na variabilidade direcional e nos valores de velocidade dos ventos.

Em todos os anos avaliados o regime de ventos foi classificado como de alta energia, porém do ano de 2003 para os anos subseqüentes houve um aumento significativo de energia (em 2004 e 2005 os valores de deriva potencial chegam a atingir o dobro do valor da deriva potencial do ano de 2003).

A direção de deriva resultante sofreu modificações, mas se conservou dentro do quadrante NE. Em 2003 ela ficou entre as direções E-ENE, enquanto que em 2004 e 2005 se modificou para direção NNE.

As análises sazonais mostram que em 2003, os ventos mais intensos ocorreram durante o outono e a primavera e as direções predominantes foram NE e SW, porém com uma alta variabilidade direcional em todas as estações. Em 2004, os ventos mais intensos ocorreram durante o outono e a direção de proveniência dominante foi SE, durante o verão e a primavera, e NE durante o inverno e outono. Em 2005, os ventos mais intensos ocorreram durante o inverno e durante a primavera. A direção de proveniência predominante foi SE, com exceção do outono que foi NE.

Como observado na análise do regime de ventos acima descrito, a predominância de ventos no litoral sul do RS não ocorre somente na direção NE, como descrito em trabalhos anteriores (e.g Tomazelli, Arejano). Houve uma forte influência de ventos de direção SW, principalmente nos anos de 2004 e 2005. Isso pode ser atribuído a diversos fatores:

- A escala de tempo analisada neste trabalho foi muito mais pontual (3 anos com análises detalhadas de intervalos anuais), enquanto que nos trabalhos acima citados o intervalo de tempo foi muito maior (cerca de 20 anos).
- Os dados utilizados foram adquiridos em épocas diferentes, considerando que nos últimos anos grandes modificações climáticas estão sendo registradas. Essas mudanças climáticas estão associadas ao aquecimento global das águas do mar e resultam na geração de fenômenos como o El Niño e La Niña. Algumas análises estatísticas mostram sinais dos efeitos do El Niño no clima do Atlântico Sul (Venegas *et al*, 1997). Evidências observacionais, teóricas e resultado de modelos de circulação geral demonstram a influência que as condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical podem ter na variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul, particularmente sobre a Amazônia, Nordeste e Sul do Brasil (Nobre, 1996, Buchmann *et al.*, 1995). No litoral do RS, no ano de 2004 e 2005, foi verificado um aumento de registros de fenômenos naturais em relação aos anos anteriores, como o furacão Catarina e eventos de tempestade nunca antes registrados.
- De acordo com a dinâmica climática da região com o aumento da temperatura gradual, o Anticiclone Atlântico gera fortes ventos de NE e SE (Vieira, 1988).

Quanto mais ao sul do estado, maior a influência dos ventos provenientes de SE, como pode ser visto no item 6.4 deste trabalho.

- Cabe ainda ressaltar que a estação meteorológica deste trabalho encontra-se nas dependências da Reserva Ecológica do Taim (litoral sul do RS), em um campo livre, o que propicia uma maior variabilidade direcional dos ventos. Enquanto que no litoral norte, há uma grande influência do planalto Serra Geral, além do alto índice de urbanização, resultando numa bidirecionalidade de ventos.

Para medir a efetividade dos cálculos de deriva foi feita a análise de uma única duna selecionada na área de estudo que se localiza entre as coordenadas 329750 e 329300 de longitude W e 6317500 e 6317000 de latitude S e possui orientação da crista no sentido SE-NW o que permitiu estimar o comportamento do campo de dunas adjacentes, visto que estão submetidas aos mesmos processos dinâmicos climáticos (fig. 59).

As análises da morfodinâmica da duna mostraram que nos primeiros monitoramentos (A a G), do ano de 2003 para 2004, a duna principal apresentou modificações na forma, volume, orientação e altura, porém não teve migrações significativas. Na duna secundária foram observados deslocamentos, de até 36 m para NE, provavelmente, relacionado ao seu pequeno volume de sedimentos. Como podemos verificar, entre o monitoramento A e G (2003-2004) a duna principal apresentou um comportamento de duna semifixa, sem deslocamentos geográficos significativos.

Já do monitoramento G ao H (2004-2005) a duna migrou cerca de 20m para NW e W, comportando-se como uma duna migratória. Essa mudança de comportamento pode ser atribuída, principalmente, as modificações climáticas que ocorreram nos anos de 2004 e 2005, que alteraram a direção principal de proveniência dos ventos, de NE para SE acompanhado de um grande aumento na velocidade dos ventos.

Baseando-se nos resultados encontrados, pode-se preferir que, se o regime de ventos manter-se constante nos próximos anos nos quesitos velocidade e direção, existe alta probabilidade de uma grande quantidade de areia avançar para dentro do corpo Lagunar Mangueira, já que derivam para a direção NW (cerca de 20m/ano) e a

Lagoa esteja a apenas 600m NW de distância desse campo de dunas. Como já foi previsto por Nogueira (1991), o soterramento de banhados e lagoas pelo deslocamento de areia é um dos principais fenômenos naturais que representam ameaças e riscos a ecossistemas importantes como o do Taim, já que podem alterar de forma significativa a dinâmica biológica dos mesmos.

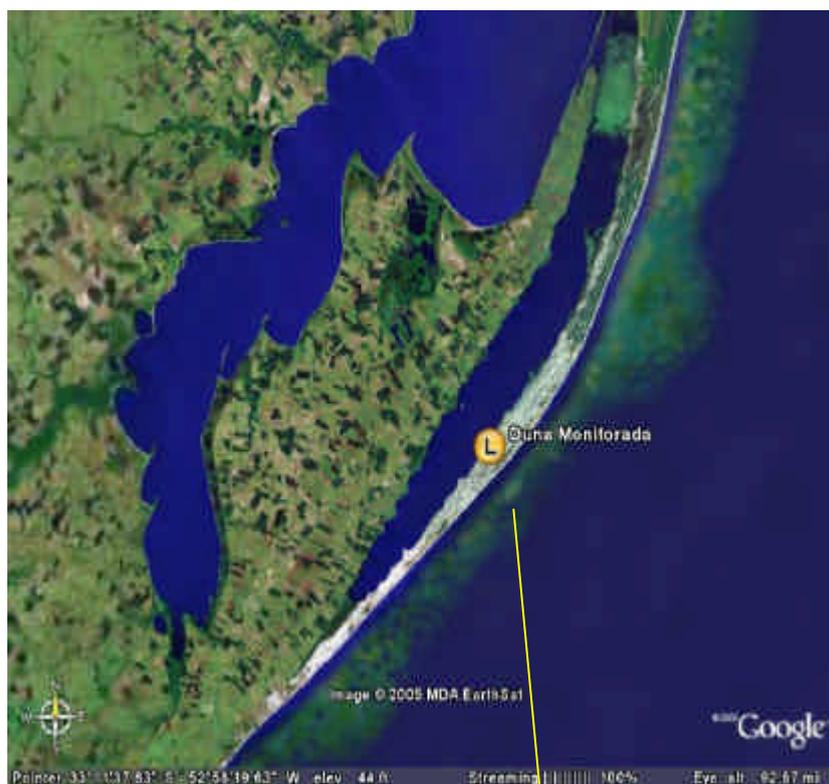


Figura 59: A área de estudo, o círculo amarelo destaca a duna selecionada. Extraída de: www.google.com.br

REFERÊNCIAS

AREJANO, T.B. 1999. Análise do regime de ventos e determinação do potencial de deriva de areia no extremo sul do litoral do Rio Grande do Sul-Brasil. Curso de Pós-graduação em Geociências. Dissertação de mestrado. 43 p.

BAGNOLD, R.A.1941. The physicists of blow sand and desert dunes. Chapman and hall, London, 266p.

BELLY, P. Y1962. Sand movement by wind. Unpublished M.S. thesis. University of California.pp.39-55.

BERG, N. 1983. Field avaluation of some sand transport models. Earth Surf. Proc. Landf, 8:335-348.

BUCHMANN, J., BUJA, L.E., PAEGLE, J.N., E PAEGLE, J. 1995. Dinamics basis of regional vertical motion fields surrounding localized tropical heating. Journal of Climate, 8 (5) 1217-1234.

CARDOZO, G.M.A. 2005. Previsão climática de médio prazo para o gerenciamento do Taim. Tese em fase de preparação de doutorado. IPH-UFRGS.

CARTER, R.G.W.; NORDSTROM, K.F. & PSUTY, N.P., 1990a. The study of coastal dunes. In: NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N.; CARTER, B. (ed.), 1990. Coastal Dunes, Forms and Process. Ed.. John Wiley & Sons. Chichester, England. Cap 1: 1-13.

CARTER, R.G.W.; HESP, P. & NORDSTROM, K.F., 1990b. Erosional landforms in coastal dunes. In: NORDSTROM, K. F.; PSUTY, N.; CARTER, B. (ed.), 1990. Coastal Dunes, Forms and Process. Ed. John Wiley & Sons. Chichester, England. Cap 4: 217-250.

FRYBERGER, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. *In* Mc Kee, E.D. A study of global sand seas. U.S. Geological Survey, 1052:83-134.

HASENACK, H. & FERRARO, L.W. 1989. Considerações sobre o clima na região de Tramandaí. Pesquisas, 22:53-70.

HESP, P., 1999. The beach backshore and beyond. In: SHORT, A.D., 1999. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Ed. John Wiley & Sons. Chichester, England. Chap. 6: 145-169.

HORIKAWA, K. & SHEN, W. 1960. Sand movement by wind action (on the characteristics of sand transport by wind speed with moving sand on a beach. Coast. Eng. Japan, 29: 163-178.

HORN, F. N.O. 1988. Geologia das folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné, Nordeste do Rio Grande do Sul. Curso de Pós Graduação em Geociências. Dissertação de Mestrado.

HSU, S.A. 1973. Computing aeolian sand transport from shear velocity measurements. *Journal of Geology*. 81:739-743.

HYDE, R. & WASSON, R.J. 1983. Radioactive and meteorological control on the movement of sand at Lake Mungo, New South Wales, Australia, In: Brookfield, M. and Ahlbrandt, T (eds) *Eolian Sediments and Process*. Elsevier, Amsterdam, pg. 311-323.

JOHNSON, J.W. 1965. Sand movement on coastal dunes. Fed Inter-Agency Sediment Conf. Proc., US Department of Agriculture Misc. Pub. No.970. Washington, DC, pg. 747-755.

KADIB, A.A. 1965. A function for sand movement by wind, University of California Hydraulics Engineering Laboratory Report HEL 2-8, Berkeley.

KAWAMURA, R. 1951. Study of sand movement by wind. Translated as University of California Hydraulics Engineering Laboratory Report HEL 2-8, Berkeley.

LAMPARELLI, R.A.C. 1995. Geração de curvas de nível com dados de GPS e tratamento em SIG. Feira e Congresso de Informática aplicada à Agropecuária e Agroindústria

LIU, L.Y.; Skidmore, E.; Hasi, E.; Wagner, L.; Tatarko, J., 2004 Dune sand transport as influenced by wind directions, speed and frequencies in the Ordos Plateau, China. *Geomorphology* xx - 01607.

MARTINHO, C.T. 2004. Morfodinâmica e sedimentologia de campo de dunas transgressivas da região de Jaguaruna-Imbituba, SC. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós graduação em Geologia Sedimentar. São Paulo. 108 pg.

MCKEE, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. In McKee, E.D. A study of global sand seas. U.S. Geological Survey, 1052:1-19.

MOTTA MARQUES, D. TUCCI, C., CALAZANS, D., CALLEGARO, V.L., VILLANUEVA, A. 2002. O sistema Hidrológico do TAIM. In: (ed) SEELIGER, U., CARDOZZO, C., BARBOSA, F. Os sites e o programa brasileiro de pesquisas ecológicas de longa duração. 184 p. Belo Horizonte.

NIMER, E. 1977. Clima. In: IBGE - Geografia do Brasil. Região Sul. Rio de Janeiro, p: 35-79.

NOBRE, P., 1996. A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. In: *Climalise especial de 10 anos*.

NOGUEIRA, N. P., 1991. Estações Ecológicas. Uma saga de ecologia e política. Editora Empresa das Artes, São Paulo. 103p.

PAZ, R.S.,1985. Fatores Meteorológicos e sua influência ecológica: um exemplo no sistema estuarial da Lagoa dos Patos, RS. Anais, III Encontro Brasileiro de Gerenciamento Costeiro. UFC. Fortaleza. Pp. 301-311.

RAMBO, B. 1956. A fisionomia do RS. 2ª edição. Porto Alegre. Livraria Selbach. 456 p.

ROSEN, P.S. 1979. Aeolian dynamics of a barrier island. In: Leatherman, S.P. (ed). Barrier Islands. Academic Press, New York, pp. 81-98.

SEELIGER, U.; CORDAZZO, C.V.; OLIVEIRA, C.P.L. & SEELIGER, M., 2000. Long-term Changes of Coastal Foredunes in the Southwest Atlantic. Journal of Coastal Research, 16(4), 1068-1072.

SHERMAN, D.J., AND HOTTA, S., 1990. Aeolian sediment transport: theory and measurement. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. Carter, B. (ed), Coastal dunes: form and process.

SHORT, A.D. & HESP, P., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. Journal of Coastal Research. 48: 259-284.

SIGOLO, J.B. 2000. Processos Eólicos: a ação dos ventos. In: Decifrando a Terra, (eds) TEIXEIRA, W., TOLEDO, M.C.M., FAIRCHILD, T.R., TAIOLI, F. Editora da USP. 569 pp.

SVASEK, J. & TERWINDT, J.H.T. 1947. Measurements of sand transport by wind on a natural beach. Sedimentology., 21: 311-322.

TABAJARA, L.L.C.A. 2003. Interações onda-praia-duna e manejo da dunas das praias de Atlântida Sul e Mariápolis. Tese de Doutorado. Pós graduação em geociências. 216 pg.

TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A., LOSS, E.L e DEHNHARDT, E.A. 1982. Caracterização de um depósito praias pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul. Anais, 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, SBG, 4:1514-1523.

TOMAZELLI, L.J. 1985. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praias a partir de elementos do Pleistoceno costeiro do Rio Grande do Sul. Anais, 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, SBG, pg. 325-338.

TOMAZELLI, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no

sistema eólico. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-graduação em Geociências. Tese de Doutorado. 270 p.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J. A. 1991. Geologia do sistema lagunar Holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19 (1): 12-24.

TOMAZELLI, L.J., 1993. O Regime de Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas (Porto Alegre)*, 20(1): 18-26.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J. A., 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. *In: Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS*, 444p.

UGRI, A. 2004. Mudanças em escala histórica das dunas frontais no extremo sul do Brasil. Curso de Pós-graduação em Oceanografia Biológica. UFRGS. Dissertação de Mestrado. 95 pp.

VENEGAS, S.A., MYSAK, L.A. E STRAUB, D.N., 1997. Atmospheri-ocean coupled variability in the Souther Atlântic. *Journal of Climate*. (10), 2904-2919.

VIEIRA, E.F., RANGEL, S.R.S., 1988. Planície costeira do RS. Editora Sagra. 256 pp.

VILLWOCK, J. A., 1977. Aspectos da sedimentação da região Nordeste da Lagoa dos Patos. Porto Alegre. Curso de Pós-graduação em geociências. UFRGS. Tese de doutorado.

VILLWOCK, J.A., 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A synthesis. *Pesquisas*. 16: 5-49.

VILLWOCK, J. A. 1987. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. *In: Simpósio sobre ecossistema da costa sul e sudeste brasileira: Síntese dos conhecimentos*.

VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L.J. 1989. Sea-Level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. *Special Publ. International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past-Present- Future*, São Paulo, ABEQUA, 1:192-196.

VILLWOCK, J. A. 1994. A costa brasileira: Geologia e Evolução. *Notas Técnicas* 7:38-49.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J., 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, No 8, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

VILLWOCK, J. A. & TOMAZELLI, L.J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. A.A. Balkema, Rotterdam, 11:83-296.

ANEXOS

1. Caracterização granulométrica das areias da área de estudo

As amostras foram coletadas manualmente, sendo 11 amostras superficiais espaçadas aleatoriamente ao longo da duna. Os procedimentos básicos para a coleta de amostras foram:

- As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos de acordo com metodologia proposta pela CETESB (1988);
- Os sacos foram vedados, etiquetados com os dados de identificação do ponto amostrado, descrição prévia da amostra e do intervalo da perfuração. Este procedimento foi realizado em todas as 11 amostragens.

As amostras foram encaminhadas ao laboratório do CECO - Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica na Universidade Federal do Rio Grande do Sul e foram submetidas a análises.

No laboratório, as amostras foram preparadas nas seguintes etapas:

- Secagem
- Quarteamento
- Peneiração das areias
- Processamento gráfico
- Confecção das tabelas de distribuição granulométrica

Os resultados foram os seguintes:

