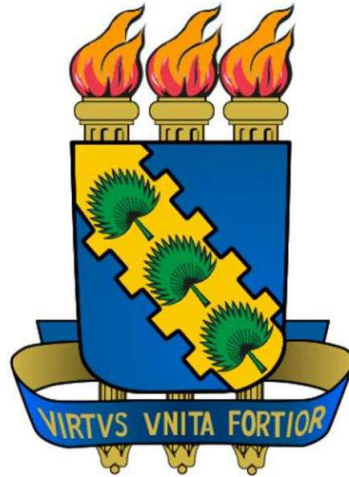


UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



**Simulações de campos de dunas sob a influência do  
crescimento de vegetação e da exposição do nível de  
água**

**Marco César Monteiro de Morais Luna**

Orientador: Hans Jürgen Herrmann

Co-orientador: Eric Josef Ribeiro Parteli

**Marco César Monteiro de Morais Luna**

**Simulações de campos de dunas sob a influência do crescimento de vegetação e da exposição do nível de água do terreno.**

Tese de Doutorado submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física

Orientador:

**Hans Jürgen Herrmann**

Co-orientador:

**Eric Josef Ribeiro Parteli**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARA - DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Fortaleza

16/08/2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

L983s Luna, Marco César Monteiro de Morais.  
Simulações de campos de dunas sob a influência do crescimento de vegetação e da exposição do nível de água / Marco César Monteiro de Morais Luna. – 2010.  
129 f. : il. color.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Física, Fortaleza, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Hans Jürgen Herrmann.

Coorientação: Prof. Dr. Eric Josef Ribeiro Parteli.

1. Dunas. 2. Transporte eólico. 3. Geomorfologia costeira. I. Título.

CDD 530

---

**Marco César Monteiro de Morais Luna**

# **Simulações de campos de dunas sob a influência do crescimento de vegetação e da exposição do nível de água do terreno.**

Tese de Doutorado submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física

Aprovada em 16/08/2010

## **BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Hans Jürgen Herrmann (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará

---

Prof. Dr. Eric Josef Ribeiro Parteli  
Universidade Federal do Ceará

---

Prof. Dr. José Roberto Rios Leite  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Luis Parente Maia  
Universidade Federal do Ceará

---

Prof. Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho  
Universidade Federal de Pernambuco

*Aos meus pais e à  
minha esposa.*

# Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Hans Jürgen Herrmann.

Ao Prof. Eric Josef Parteli Ribeiro.

Ao Prof. José Soares Andrade Júnior.

Ao Prof. José Roberto Rios Leite.

Ao Prof. Luis Parente Maia.

Ao Prof. Moacyr Cunha de Araújo Filho.

Aos meus pais Marta e Romulo.

A Carolina, por tudo.

Aos meus irmãos Daniel e Romulo Jr. e a toda minha família.

A Lívia, Tiago, Igor, Nathália, André, Juliana, Túlio, Danilo, Mirela e todos os amigos que ganhei durante essa jornada.

A Dona Tereza, Isabela e toda família Manzolillo Viana.

Aos meus amigos de longa data.

A todos os Professores do Departamento de Física da UFC que colaboraram direta ou indiretamente para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos do grupo de Sistemas Complexos de Física da UFC, e aos colegas de laboratório.

A todos os integrantes do Departamento de Física da UFC.

Às agências de fomento CNPq e CAPES.

# Resumo

Neste trabalho estudamos a gênese de campos de dunas costeiras através do modelo DUNE desenvolvido por Sauermann *et al.* (2001) e Kroy *et al.* (2002), e posteriormente aprimorado por Schwämmle e Herrmann (2004). O modelo DUNE foi desenvolvido para calcular o transporte de grãos por saltação e para a formação de dunas de areia. Depois, passou a levar em consideração também o crescimento da vegetação (Durán e Herrmann, 2006a).

Inicialmente investigamos a gênese e os primeiros estágios de desenvolvimento de campos costeiros de dunas na presença do crescimento da vegetação. O modelo é aplicado para calcular a evolução da areia transportada na mesma direção do vento para dentro de um terreno onde ocorre o crescimento da vegetação. Antes, o modelo reproduziu a fixação da areia e consequente estabilização de dunas barcanas na presença das plantas, resultando na formação de dunas parabólicas (Durán *et al.*, 2006a). Aqui, buscamos o entendimento dessa competição entre o transporte de areia e o crescimento da vegetação no desenvolvimento de dunas transversais na presença do crescimento de plantas, quando encontramos uma altura máxima para a duna transversal sob a influência da vegetação. Em seguida realizamos um estudo detalhado do desenvolvimento de campos de dunas levando em consideração variações nos parâmetros relevantes: largura da praia, disponibilidade de sedimentos, intensidade do vento, a velocidade de crescimento da vegetação e a altura máxima atingida pelas plantas. Diferentes morfologias foram obtidas para os campos de duna costeiras que dependem fundamentalmente da taxa de crescimento característica da vegetação e da velocidade de cisalhamento do vento, e que conseguem reproduzir padrões encontrados em campos reais.

Depois investigamos no trabalho, a gênese e o desenvolvimento de campos de dunas costeiros na presença de um nível de água dinâmico. Para isso complementamos o modelo com uma superfície de água dinâmica. Buscamos aqui, obter e compreender a influência de uma superfície de água exposta no terreno no desenvolvimento e na morfologia das dunas. De maneira que, buscamos também um entendimento quantitativo da dinâmica de campos de dunas costeiros como função das condições climáticas locais, já que a dinâmica do nível de água está ligada ao regime de chuvas (Jimenez *et al.*, 1999; Levin *et al.*, 2009). Os resultados mostram que, para ventos com velocidade de cisalhamento  $u_*$  constante, o principal efeito da presença da água é tornar as dunas no campo mais regulares em sua forma e tamanho. À medida que o deslocamento no nível de água  $A_w$  se torna maior, as dunas sofrem uma transição, passando de barcanas para cadeias de dunas barcanóides e depois para dunas transversais, reduzindo as alturas máximas atingidas pelas dunas. A água espalha a areia por todo campo e diminui a existência de áreas livres da presença de areia, impedindo a formação de dunas e levando à formação de um leito arenoso de relevo suave. Quando fixamos a altura máxima atingida pelo nível de água e aumentamos o seu tempo de exposição  $t_{ew}$  acima do chão, as dunas no campo apresentam padrão mais regular na forma e na altura da mesma maneira que acontece quando cresce o deslocamento no nível de água. Para um vento unidirecional oscilando senoidalmente fora de fase em relação a oscilação do nível de água, de maneira contrário ao vento constante, à medida que  $A_w$  se torna maior, maiores são as dunas no campo, e as dunas passam de cadeias

de dunas barcanóides para dunas barcanas isoladas. Nesse caso, a areia fica retida nas dunas e não temos a formação de um leito de areia à medida que  $A_w$  cresce. Já no caso de um vento senoidal em fase com a oscilação do nível de água as dunas somente surgem para pequenas variações no nível de água. Esses resultados concordam com observações realizadas em campos reais por Kocurek *et al.* (1992), reproduzindo as fase destrutivas e construtivas que se alternam em campos de dunas sob a influência de um nível de água oscilante, devido às mudanças climáticas sazonais. Conseguimos com o modelo reproduzir alguns padrões de morfológicos de dunas que são encontrados nos Lençóis Maranhenses. A comparação dos resultados obtidos nas simulações com as imagens de satélite da região é bastante satisfatória, tanto do ponto de vista qualitativo, quanto do ponto de vista quantitativo.



# Abstract

In this work we study the genesis of coastal dune fields using the DUNE model developed by Sauermann *et al.* (2001) and Kroy *et al.* (2002), and later perfected by Schwämmle and Herrmann (2004). The model was developed to calculate the transport of grains by saltation and the formation of sand dunes, and then it takes account the growth of vegetation (Durán and Herrmann, 2006a).

Initially we investigate the genesis and the early stages of development of coastal dune fields in the presence of vegetation growth. The model is applied to calculate the evolution of sand transported in the same direction of the wind into a land where there is vegetation growth. In previous work, the model reproduced the fixation of sand grains and the stabilization of dunes. Consequently, the barchans dunes in the presence of plants can be transformed into parabolic dunes (Durán *et al.*, 2006a). Here, we seek the understanding of competition between the sand transport and vegetation growth in the development of transverse dunes under the influence of plant growth, when we find a maximum height for transverse dunes under the influence of vegetation. Then we conduct a detailed study of the development of dune fields taking into account changes in the relevant parameters: the width of the beach, availability of sand sediment, wind intensity, the vegetation growth rate and the maximum height reached by the plants. Different morphologies are obtained for the coastal dune fields which depend crucially on the characteristic vegetation growth rate and the wind shear velocity, which can reproduce patterns found in actual fields.

After we investigate, the genesis and development of coastal dune fields in the presence of a dynamic water level. In other to do it we complement this model with a dynamic water surface. Here we try to obtain and understand the influence of a exposed water surface over the ground in the development and morphology of the dunes. In this way, we also try a quantitative understanding of the dynamics of coastal dune fields as a function of local climatic conditions, since the dynamics of the water level is linked to rainfall (Jimenez *et al.*, 1999, Levin *et al.*, 2009). The results show that for a constant wind shear velocity  $u_{(*)}$  the main effect of the presence of water is to produce the dunes in the field more regular in their shape and size. As the shift  $A_w$  in the water level becomes larger, the dunes undergo a transition from barchans dunes to chains of barchans dunes, and then to transverse dunes, reducing the maximum height reached by the dunes in the field. The water spreads the sand across the field and reduces the existence of areas which are free of the sand presence, preventing the formation of dunes and leading to the formation of a sandy bed with a smooth surface. When we increase the time which the water level  $t_{ew}$  is above the ground, the dunes in the field pattern are more regular in shape and height in the same way as when we increase the shift in water level. For a unidirectional wind sinusoidally oscillating out of phase with respect to fluctuation of water level, in opposition to the constant wind, as  $A_w$  becomes larger, higher are the dunes in the field, and they undergo a transition from chains of barchans dunes to isolated barchans dunes. In this case, the sand is retained in the dunes and we do not observe the formation of a sand bed as  $A_w$  grows. In the case of a sinusoidal wind in phase with the oscillation of the water level, the dunes appear

only for small shifts in the water level. These results agree with the observations of real sand dune fields (Kocurek *et al.*, 1992), reproducing the constructive and destructive phases which alternate in dune fields under the influence of an oscillating water level due to seasonal climatic changes. In the simulations we reproduce some morphological patterns of sand dunes that are found in the Lençóis Maranhenses sand dune field. Comparison between simulation results and satellite images of this region is quite satisfactory from a qualitative point of view and from a quantitative point of view.

# Sumário

<b>INTRODUÇÃO</b>	p. 11
<b>1 AS DUNAS E O MODELO DUNE</b>	p. 20
1.1 As dunas de areia . . . . .	p. 20
1.2 A física do transporte da areia pelo vento . . . . .	p. 24
1.2.1 A camada limite turbulenta da atmosfera . . . . .	p. 24
1.2.2 O movimento dos grãos . . . . .	p. 25
1.2.3 A saltação dos grãos . . . . .	p. 28
1.3 O modelo DUNE . . . . .	p. 30
1.3.1 A tensão de cisalhamento do vento . . . . .	p. 30
1.3.2 O modelo contínuo de saltação . . . . .	p. 32
1.3.3 A evolução da superfície . . . . .	p. 38
1.3.4 O crescimento da vegetação . . . . .	p. 40
1.3.5 Os parâmetros do modelo . . . . .	p. 42
<b>2 OS CAMPOS DE DUNAS E A VEGETAÇÃO</b>	p. 44
2.1 A evolução de dunas transversais sob a influência do crescimento da vegetação	p. 44
2.1.1 Evolução de uma duna transversal na presença de vegetação . . . . .	p. 46
2.2 Gênese de dunas costeiras sob a influência do crescimento da vegetação . . .	p. 60
2.2.1 A influência do fluxo de entrada de areia e a vegetação . . . . .	p. 61
2.2.2 A influência da largura da praia na morfologia de campos de dunas com vegetação . . . . .	p. 65
2.2.3 Influência da altura máxima atingida pelas plantas . . . . .	p. 67

2.2.4	A influência da taxa crescimento das plantas e a velocidade do vento . . . . .	p. 68
2.3	Comparações entre as simulações e os campos reais . . . . .	p. 72
<b>3</b>	<b>GÊNESE DE CAMPOS DE DUNAS NA PRESENÇA DE UM NÍVEL DE</b>	
	<b>ÁGUA</b>	p. 74
3.1	A água e o transporte de areia . . . . .	p. 74
3.2	Campos livres da presença de água . . . . .	p. 81
3.3	Gênese de campos na presença de um nível de água . . . . .	p. 84
3.3.1	Vento unidirecional com intensidade constante . . . . .	p. 84
3.3.2	Vento unidirecional com intensidade variante . . . . .	p. 95
3.4	Comparação das simulações com os Lençóis Maranhenses . . . . .	p. 103
3.4.1	A área de estudo . . . . .	p. 103
3.4.2	Comparações entre as simulações e os campos reais . . . . .	p. 108
<b>4</b>	<b>CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS</b>	p. 114
	<b>Referências Bibliográficas</b>	p. 123

# INTRODUÇÃO

As dunas de areia só podem ocorrer em determinados lugares onde o vento possui força suficiente para mover grãos de areia que devem existir em quantidade suficiente para se acumularem e dar origem às mesmas. Bagnold (1941) foi o primeiro a observar o movimento desses corpos de areia, quando em seus estudos relacionou o movimento das dunas a um movimento característico dos grãos de areia denominado por *saltação*, definido por trajetórias balísticas dos grãos próximas ao chão. O movimento da saltação vem sendo desde então alvo de diversos estudos teóricos e experimentais (Owen, 1964; Ungar e Haff, 1987; Anderson e Haff, 1988; McEwan e Willetts, 1991; White e Mounla, 1991; Butterfield, 1993; Nalpanis *et al.*, 1993; Rasmussen *et al.*, 1996; Iversen e Rasmussen, 1999; Andreotti, 2004; Almeida *et al.*, 2006).

É comum que as pessoas associem a existência de dunas de areia às regiões desérticas. Em geral os desertos são definidos como áreas onde a pluviosidade é inferior a 250 mm anuais (Blair, 1942). De fato, as dunas costumam aparecer em desertos onde a ação do vento é capaz de formar belas superfícies onduladas de areia. Contudo, as dunas de areia comumente também aparecem ao longo de diversas regiões costeiras (Pye, 1983; Hesp *et al.*, 1989; Nordstrom *et al.*, 1990; Arens, 1996; Hesp, 2002; Bailey e Bristow, 2004; Levina e Ben Dor, 2004; Hesp e Martinez, 2008; Provoost *et al.*, 2009). No entanto, em muitos casos essas regiões apresentam índices de pluviosidade que podem superar os 1500 mm anuais como é o caso da região dos Lençóis Maranhenses, no Nordeste do Brasil (Ibama, 2003). As dunas costeiras originam-se por meio do transporte eólico da areia que é depositada na praia pela ação das ondas e marés. Elas podem assumir diferentes formas dependendo do regime de ventos existente na costa, de mudanças na intensidade e na direção do mesmo, da quantidade de sedimentos disponível para ser transportada, do crescimento de vegetação e em alguns casos da exposição do nível de água do terreno.

Em áreas livres do crescimento de vegetação e sob a influência de ventos unidirecionais as dunas costumam se apresentar na forma característica de barcana, transversal ou barcanóide. Por outro lado, em áreas costeiras onde a umidade é tipicamente alta, o transporte eólico da areia tende a competir com o crescimento de vegetação. As plantas funcionam como barreira natural aprisionando e fixando os grãos de areia que em geral são carregados pelo vento em seu movimento de saltação. Muitas vezes, nas praias, a vegetação tem pouca capacidade de

crescimento devido à alta salinidade oriunda do *spray* da água do mar, daí conseqüentemente em princípio são formadas dunas barcanas e transversais. Contudo, à medida que as dunas se distanciam da costa a vegetação ganha força e pode transformar as dunas barcanas e transversais em dunas parabólicas. A transformação de uma duna barcana em uma duna parabólica, devido ao crescimento da vegetação, é uma conseqüência da competição entre o vento e as plantas e tem sido estudada por diversos autores (Tsoar e Blumberg, 2002; Durán e Herrmann, 2006a; Baas e Nield, 2007).

O entendimento quantitativo da dinâmica de campos de dunas costeiras como função das condições ambientais locais é de importância crucial para o manejo costeiro e a realização de atividades, tendo sempre como paradigma as idéias do desenvolvimento sustentável. Em muitas áreas, as dunas representam enorme desafio à população devido ao seu avanço sobre cidades, vilas, estradas e outras construções humanas. Os problemas relacionados ao movimento das dunas têm sido resolvidos com o uso de diferentes técnicas. No caso de pequenas dunas, a simples remoção mecânica de areia é aplicada, mas quando se trata de dunas maiores essa operação pode se tornar financeiramente inviável. Em outros casos são utilizadas cercas e em alguns lugares no Oriente Médio o derramamento de óleo é utilizado na tentativa de fixar as dunas, técnica extremamente contraditória às ideias atuais de desenvolvimento sustentável. Outra solução bastante utilizada para a fixação de dunas é o plantio de vegetação (Pye e Tsoar, 1990). Dessa forma, em muitos casos, a mobilidade das dunas introduz um fator complicador no planejamento da ocupação, que é a necessidade de se realizar previsões em médio e longo prazo do movimento da areia.

No Brasil as dunas, em sua grande maioria, se situam em áreas de proteção ambiental ou parques ecológicos. Estas áreas, em geral demandam estudos que devem colaborar com o maior entendimento dos ecossistemas dos quais as mesmas fazem parte. Áreas de preservação ambiental existem por toda a costa brasileira, como por exemplo: Parque das Dunas em Itaúnas—ES, Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses—MA, Parque das Dunas em Barra dos Coqueiros—SE, Parque das Dunas em Lagoa da Conceição—SC, Parque de Jericoacoara—CE, Parque da Sabiaguaba—CE, Área de Proteção Ambiental de Paracuru—CE, Parque das Dunas em Cabo Frio—RJ, Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba—PI, Parque das Dunas de Abrantes—BA, Parque do Jalapão—TO, Parque das Dunas de Cidreira—RS e outros.

Como podemos ver as dunas de areia podem ser encontradas em diversos pontos do litoral brasileiro, de norte a sul do país como mostra a figura 1. No litoral sul do país elas possuem forte presença nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. A partir da capital Florianópolis seguindo na direção sul, vários campos de dunas podem ser encontrados com as mais diversas

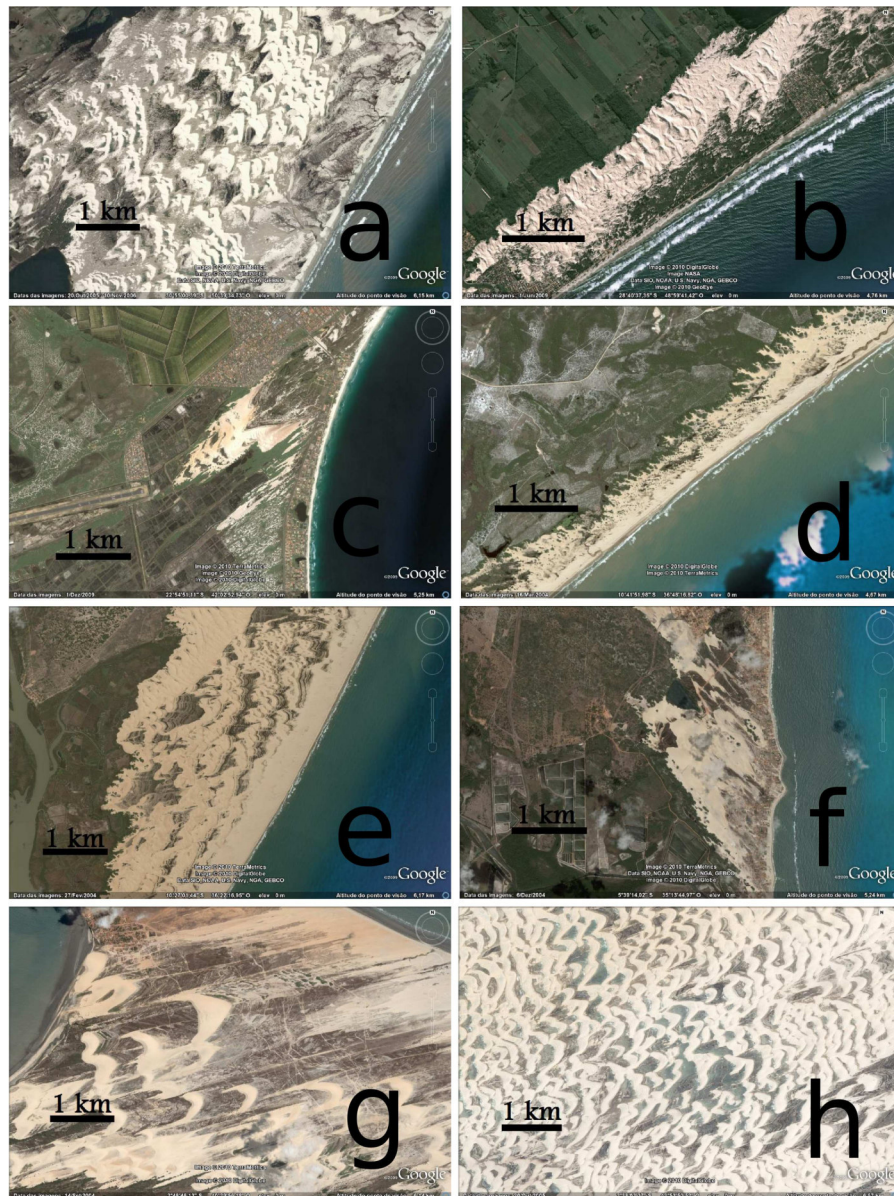


Figura 1: Imagens de satélites de diferentes campos de dunas encontrados ao longo da costa do Brasil. a) Campo de dunas na Praia do Cassino, no município de Rio Grande no Estado do Rio Grande do Sul. b) Dunas próximas à Lagoa do Arroio no município de Jaguarana, Estado de Santa Catarina. c) Dunas parabólicas no município de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. d) Dunas costeiras em Pirambu, Estado de Sergipe. e) Dunas próximas à foz do Rio São Francisco, na Praia da Peba, Estado de Alagoas. f) Dunas da Praia de Genipabu na cidade de Natal, Estado do Rio Grande do Norte. g) Dunas barcanas de Jericoacoara. h) Campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, Estado do Maranhão.

morfologias. Nos estados do Sudeste alguns campos de dunas são encontrados também nas proximidades das cidades de Cabo Frio (RJ) e Itaúnas (ES). Na Região Nordeste as dunas têm forte presença na Bahia, Sergipe e Alagoas, principalmente nas áreas próximas a foz do Rio São do Francisco. No entanto, é a partir do Estado do Rio Grande Norte e seguindo pelos

demais estados a noroeste (Ceará, Piauí e Maranhão) que as dunas se apresentam com maior frequência; ocupando extensas áreas das regiões litorâneas.

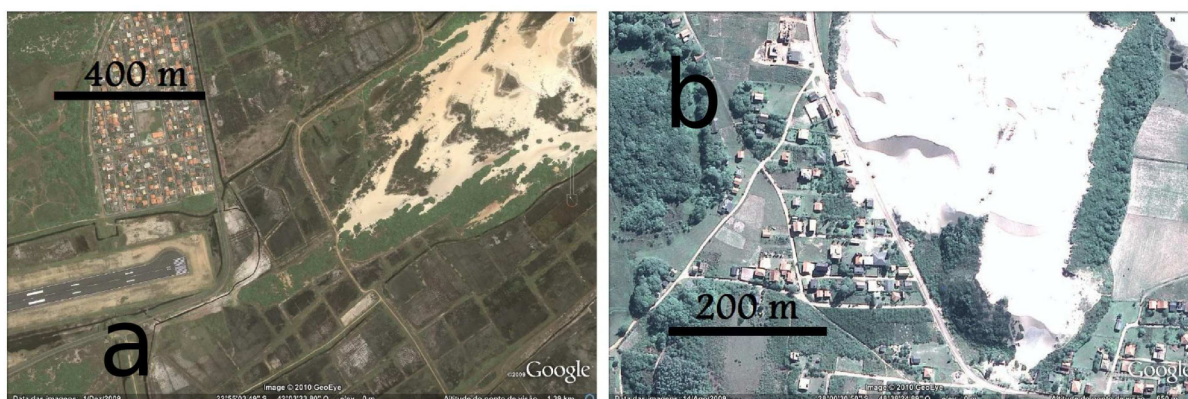


Figura 2: Imagens de satélites que mostram: em a) a localização de uma pista de aviões em Cabo Frio—RJ, muito próxima a uma duna parabólica fixada, mas que pode voltar a se tornar uma duna móvel em caso de alterações climáticas o que dificultará as operações da pista; e em b) a imagem mostra dunas transversais que avançam sobre uma estrada em Siriú—SC e também ameaçam residências próximas.

Em muitos casos as áreas de dunas na costa brasileira são áreas de grande interesse econômico, onde a atividade do turismo encontra enorme potencial de geração de emprego e renda. Campos de dunas como o de Jericoacoara—CE e Genipabu—RN atraem milhares de turistas e consequentemente provocam ocupações muitas vezes não ordenadas dessas áreas. Na figura 2a podemos ver que o aeroporto da cidade de Cabo Frio—RJ foi construído a poucas centenas de metros de uma duna parabólica que se encontra fixada. Entretanto, há casos em que essas dunas podem voltar a se mover quando as condições climáticas são alteradas, o que no futuro pode vir a dificultar as operações na pista. Já a figura 2b mostra o avanço de dunas sobre uma estrada em Siriú—SC, muito próximas de alguns imóveis.

Nas dunas de areia são encontradas comumente altas concentrações de minerais pesados com valor econômico. Segundo Souza *et al.* (2005) a retirada de areia das dunas pode causar a erosão na praia local ou em praias vizinhas, pois altera o balanço de sedimentos local. As dunas e as praias constituem um sistema natural em equilíbrio através de interações de energia e matéria (Souza *et al.*, 2005). Qualquer ação do homem pode modificar o equilíbrio natural e consequentemente provocar alterações em direção a novos estados de equilíbrio.

As áreas ocupadas por dunas nos Estados do Ceará e do Rio Grande do Norte despertam enorme interesse para a atividade de geração de energia, já que constituem locais com enormes potenciais para parques de energia eólica (Floriani *et al.*, 2004). A instalação dos parques eólicos recentemente tem despertado a atenção do Ministério Público já que a implantação de



turbinas eólicas tem sido realizada sem que estudos de impacto ambiental sejam solicitados. Entretanto, após a instalação de alguns parques eólicos, como Aquiraz e Taíba, impactos não previstos tem sido relatados pela população, como o desmatamento de dunas fixas e o aterramento de lagoas interdunares.



Figura 3: À esquerda imagem de satélite mostrando o parque de turbinas eólicas na dunas de Aquiraz—CE e à direita uma vista das turbinas a partir das dunas.

As áreas ocupadas por dunas ao longo da costa do Nordeste brasileiro são caracterizadas pela influência de fortes ventos unidirecionais e também pela presença da vegetação (Jimenez *et al.*, 1999; Barbosa e Dominguez, 2004; Durán *et al.*, 2008; Levin *et al.*, 2009; Tsoar *et al.*, 2009). A competição entre a migração das dunas para o continente e o crescimento da vegetação resulta em diferentes morfologias como as ilustradas na figura 4. Próximo à cidade de Natal, nas coordenadas  $5^{\circ}49'S$ ,  $35^{\circ}11'O$ , dunas paralelas à linha da costa e cobertas por vegetação constituem a morfologia característica das mesmas (Fig. 4a). Devido à densa cobertura vegetal, a areia transportada para o continente é acumulada na forma de uma larga barreira que em alguns casos alcança muitas dezenas de metros de altura (Hesp, 2002). Mais ao sul do Nordeste do Brasil, em Pirambu/SE, nas coordenadas  $10^{\circ}36'S$ ,  $36^{\circ}40'O$  (Fig. 4b) e ao longo da costa do Estado do Ceará como se observa em Paracuru nas coordenadas  $3^{\circ}21'S$ ,  $39^{\circ}07'O$  (Fig. 4c), onde os ventos são tipicamente fortes (Levin *et al.*, 2007) dunas parabólicas são observadas, no primeiro caso observamos a formação de dunas parabólicas com formas parecidas a forma da letra "U" e no segundo caso temos as parabólicas mais parecidas com a forma da letra "V". Em direção ao Norte do Brasil encontramos o maior campo de dunas do Brasil, no Estado do Maranhão, com aproximadamente  $1500 \text{ km}^2$ , a região conhecida por Lençóis Maranhenses. Essa área possui um índice pluviométrico de cerca de  $2000 \text{ mm}$  e é o campo de dunas onde se dá o mais forte movimento de areias no Nordeste do Brasil (Levin *et al.*, 2007).

A morfologia de duna dominante nos Lençóis Maranhenses (Gonçalves *et al.*, 2003; Parteli *et al.*, 2006; Levin *et al.*, 2007) é caracterizada pela presença de dunas transversais e cadeias

de barcanóides que se estendem por muitos quilômetros de distância. Estas são intercaladas por lagoas de água doce que se formam durante a estação chuvosa, como mostra em detalhe a figura 4c para a porção do campo localizada nas coordenadas  $2^{\circ}37'S$ ,  $42^{\circ}54'O$ . Apesar de tamanha disponibilidade de água não há nesse caso uma forte ação da vegetação no sentido de estabilização das dunas.

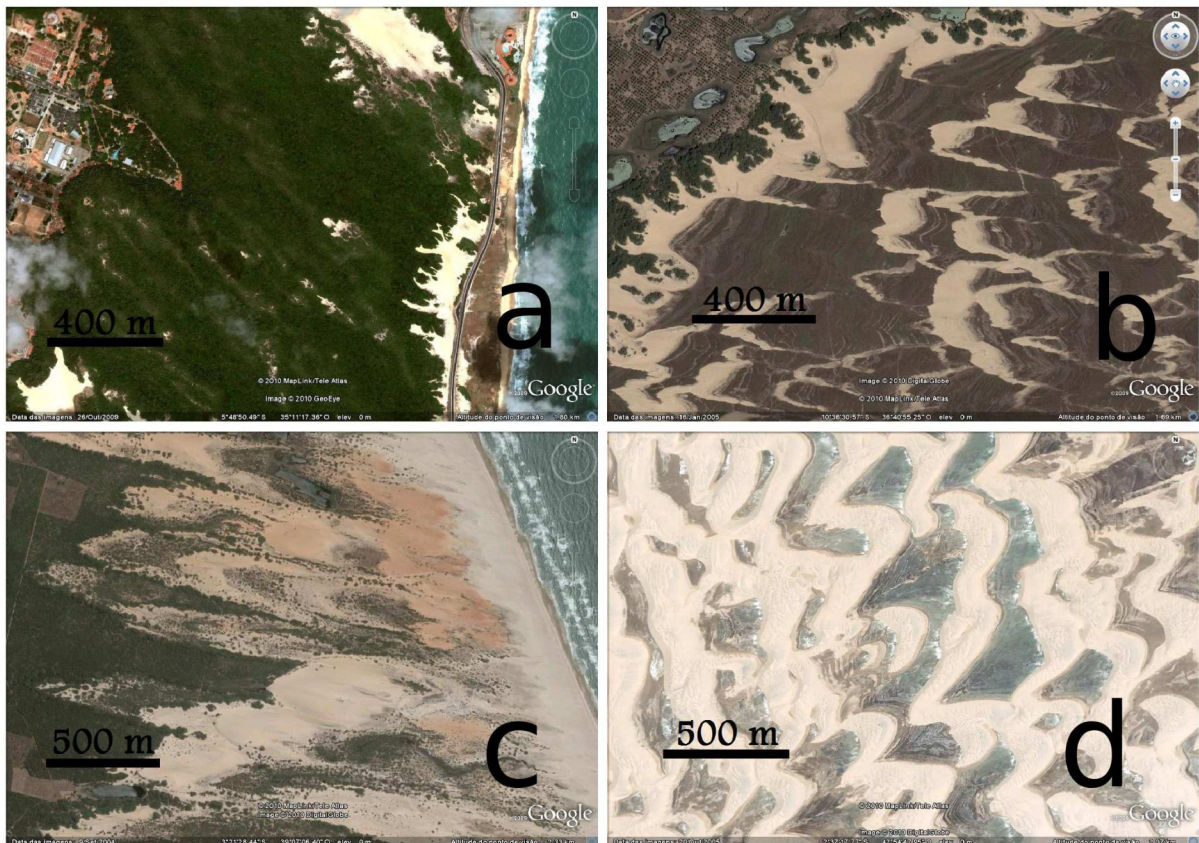


Figura 4: Imagens de dunas do Nordeste do Brasil onde o transporte de areia compete com o crescimento das vegetação. Em a) dunas próximas à cidade de Natal, nas coordenadas  $5^{\circ}49'S$ ,  $35^{\circ}11'O$ , paralelas à linha da costa e quase que totalmente cobertas por vegetação. Em b), mais ao sul do Nordeste do Brasil, temos em Pirambu/SE a formação de dunas parabólicas do tipo "U", nas coordenadas  $10^{\circ}36'S$ ,  $36^{\circ}40'O$ . Em c), na costa do Estado do Ceará como se observa em Paracuru nas coordenadas  $3^{\circ}21'S$ ,  $39^{\circ}07'O$  temos a formação das dunas parabólicas do tipo "V". Em d) temos um detalhe do Lençóis Maranhenses nas coordenadas  $2^{\circ}37'S$ ,  $42^{\circ}54'W$ , o maior campo de dunas do Brasil, que se caracteriza pela presença de dunas transversais e cadeias de barcanóides que se estendem por muitos quilômetros de distância e são intercaladas por lagoas de água doce, e como se vê, apesar da forte disponibilidade de água não há influência do crescimento da vegetação na morfologia do campo.

Observando com cuidado a figura 4b, notamos na imagem que quando as dunas avançam em direção ao continente, deixam para trás marcas residuais. Essas marcas são formadas quando a areia da duna é aprisionada pela vegetação que cresce com taxas variáveis devido a regimes sazonais de intensidade de vento e também à variação na disponibilidade de água. Essas marcas

residuais são chamadas de retrocordões e são objeto de estudo de muitas pesquisas porque carregam consigo informações sobre o histórico climático da região onde a duna se encontra em processo de migração (Levin *et al.*, 2009).

A competição entre o crescimento das plantas e o transporte eólico de areia em áreas costeiras pode resultar, portanto, em diferentes morfologias das dunas (Tsoar e Blumberg, 2002; Hesp e Martinez, 2008). Modelos recentes baseados em autômatos celulares deram ênfase à morfologia e dinâmica de paisagens dunares sob a influência do crescimento de vegetação (Nishimori e Tanaka, 2001; Baas, 2002; Baas e Nield, 2007; Nield e Baas, 2008a; Nield e Baas, 2008b). Nesta tese, utilizamos um modelo para formação de dunas recentemente desenvolvido e denominado por DUNE (Sauermann *et al.*, 2001; Kroy *et al.*, 2002; Schwaemmle e Herrmann, 2005; Durán e Herrmann, 2006b). O modelo incorpora uma descrição matemática do transporte de areia pela saltação e o fluxo de vento turbulento na escala das dunas e já foi aplicado com sucesso na investigação de diferentes morfologias de dunas (Sauermann *et al.*, 2003; Parteli *et al.*, 2006; Parteli *et al.*, 2009).

Em Durán e Herrmann (2006a), o modelo DUNE foi estendido com a finalidade de calcular a transição de uma barcana para uma duna parabólica devido ao crescimento da vegetação e obteve grande êxito em simulações que reproduziram os padrões de transformação de dunas barcanas em dunas parabólicas. Os autores demonstraram que a transformação de uma duna barcana em uma duna parabólica é controlada por um determinado índice de fixação que depende fundamentalmente da velocidade de crescimento da cobertura de vegetação, da velocidade de cisalhamento do vento e do tamanho da duna.

Na presente tese, realizamos inicialmente um estudo sobre o comportamento das dunas transversais diante do crescimento da vegetação. As dunas transversais cobrem cerca de 40% das paisagens arenosas de nosso planeta e podem ser encontradas em áreas costeiras. Elas tendem a ocorrer em áreas onde há grande disponibilidade de areia e onde o vento possui comportamento tipicamente unidirecional (Bagnold, 1941). O conhecimento da dinâmica das dunas transversais, como elas se formam e como se estabilizam, é de crucial importância para o manejo de áreas costeiras onde a alta velocidade das dunas é provocada por fortes ventos unidirecionais que sopram a areia para dentro do continente.

Enquanto a forma das dunas transversais na direção perpendicular ao vento é aproximadamente invariante, essas dunas possuem um perfil crescente na direção do vento, que é separado por um limiar da face de sotavento onde ocorrem os deslizamentos. Na literatura, há uma imensa quantidade de trabalhos numéricos e de campo que se dedicam a estudar a formação e a evolução de dunas transversais, o comportamento do escoamento e do fluxo sobre essas

dunas, as condições para a estabilidade destas e como as dunas transversais interagem entre si dentro de um campo (Tsoar, 1985; Hesp *et al.*, 1989a; Burkinshaw e Rust, 1993; Frank e Kocurek, 1996; Wiggs, 2001; Andreotti *et al.*, 2002; Walker e Nickling, 2002; Parsons *et al.*, 2004; Schwaemmle e Herrmann, 2004; Schatz e Herrmann, 2006). Entretanto, pouco se conhece sobre a forma e a dinâmica de dunas transversais na presença de vegetação, como frequentemente encontrado em áreas costeiras e úmidas.

Depois, investigamos a formação de um campo de dunas, assim como a dependência da morfologia do campo em relação aos principais parâmetros da cobertura vegetal, da força do vento e da quantidade de areia disponível para ser transportada, na tentativa de se estudar a gênese e os estágios iniciais da evolução de campos de dunas costeiras sob a influência do crescimento de plantas. Assim, buscamos reproduzir com o modelo as diferentes morfologias de campos de dunas costeiras que são observadas na natureza: desde os campos de barcanas e transversais, pouco influenciados pela presença de vegetação, até os campos com enormes dunas frontais, onde a vegetação exerce forte controle sobre o transporte de areia.

Usamos o modelo DUNE também para investigar a gênese e o desenvolvimento de campos de dunas costeiras na presença de um nível de água que é exposto, afetando dessa forma o transporte de areia. Como consequência a morfologia dos campos de dunas costeiras é alterada pela presença de água (Kocurek *et al.*, 1992). Assim, temos o objetivo de tentar explicar, por exemplo, o surgimento e a dinâmica de áreas como os Lençóis Maranhenses, onde a pluviosidade anual chega 2000 mm anuais e apresenta uma forte distribuição sazonal (Jimenez *et al.*, 1999; Ibama, 2003). A chuva afeta a mobilidade das dunas pois inibe o transporte eólico da areia, provocando uma força de coesão entre os grãos devido aos meniscos de água que surgem ligando as partículas de areia. No entanto, no modelo negligenciamos o efeito direto da chuva, pois o vento no caso de solo arenoso tende a secar os grãos e permitir que estes rapidamente voltem a ser carregados pela ação eólica (Tsoar, 2005). As camadas subjacentes de solo são assim expostas e também passam a sofrer o processo de secagem.

Para inserir a presença da água no modelo, consideramos que o nível de água consiste simplesmente em uma superfície plana que uma vez exposta não permitirá o transporte da areia sobre ela. Na presença da água, a erosão somente ocorrerá quando a altura da superfície da areia é maior que a altura do nível de água. Podemos dizer que a variação na precipitação é considerada de maneira indireta através da possível oscilação do nível de água, como se observa em alguns campos de dunas (Kocurek *et al.*, 1992; Jimenez *et al.*, 1999)

Para finalizar, estudamos a gênese de campos de dunas sob a influência conjunta do crescimento de plantas e da exposição de uma superfície oscilante de água.

Em síntese, tem-se que o objetivo principal desta tese é contribuir com geomorfólogos, através dos resultados das simulações, no sentido da elucidação e elaboração de modelos de morfodinâmica eólica capazes de contemplar a influência das variáveis controladoras da sedimentação: suprimento de sedimentos, variações de vento, variações pluviométricas e crescimento de vegetação.

### **Organização e estrutura da tese**

A presente tese está organizada da seguinte maneira:

No Capítulo 1 começamos por uma breve descrição sobre dunas de areia e os conceitos fundamentais relacionados ao transporte de grãos de areia pela ação do vento. Posteriormente, fazemos uma descrição geral dos mecanismos físicos que atuam no processo de transporte eólico de grãos e resultam no movimento de saltação dos grãos. Depois apresentamos uma descrição matemática completa do modelo DUNE para a formação de campos de dunas de areia, que combina uma descrição quantitativa de um vento turbulento com um modelo contínuo de saltação.

O Capítulo 2 apresenta um estudo sobre a gênese e os primeiros estágios de desenvolvimento de campos de dunas costeiras sob a influência do crescimento da vegetação. Para a melhor compreensão do funcionamento e da evolução dos campos vegetados de dunas, inicialmente, realizamos um estudo sobre o como as plantas podem afetar a evolução das dunas transversais. Através das simulações, usando diferentes valores para a velocidade do vento, a taxa de crescimento da vegetação e a cobertura vegetal sobre as dunas, buscamos reproduzir as diferentes morfologias das dunas observadas na natureza.

No Capítulo 3 introduzimos a presença de um nível de água no modelo. Para isso, implementamos no modelo DUNE a existência de uma superfície que imita o comportamento da presença de água em campos de dunas. Com isso buscamos investigar a gênese de dunas costeiras em regiões onde os altos índices pluviométricos fazem com que o nível de água fique permanente ou temporariamente exposto. Neste capítulo tentamos comparar nossos resultados simulados com o campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, maior campo de dunas encontrado no Brasil, fortemente marcado pela presença de lagoas que surgem durante a estação chuvosa pela elevação do nível de água local, que desaparecem durante a estação de estiagem.

Por fim, no Capítulo 4 os principais resultados apresentados são discutidos e as conclusões desta tese são apresentadas, onde buscamos também indicar possíveis usos do modelo na realização de estudos de morfodinâmica de dunas de areia.

# 1 AS DUNAS E O MODELO DUNE

Neste capítulo temos inicialmente uma breve descrição dos diferentes tipos de dunas existentes na natureza, decorrentes da direcionalidade do vento e da quantidade de areia disponível para ser transportada. Descrevemos nesta parte do trabalho os diferentes tipos de dunas resultantes da influência de fatores ambientais locais como o crescimento de vegetação e a exposição do nível de água do terreno. Em seguida, fazemos uma descrição geral dos mecanismos físicos que atuam no processo de transporte eólico de grãos e que leva à formação das dunas de areia. Por fim, descrevemos o modelo de DUNE, o qual combina uma descrição quantitativa de um vento turbulento sobre a superfície de areia com um modelo contínuo de saltação.

## 1.1 As dunas de areia

O processo de transporte eólico de areia pode dar origem a padrões de superfície em diferentes escalas de tamanho (Wilson, 1972). O menor deles é da ordem de poucos centímetros de altura e se constitui de pequenas ondulações que cobrem cerca de 80% das superfícies de areia dos campos de dunas. Numa escala de metros a algumas centenas de metros se desenvolvem as dunas simples que em alguns casos podem sofrer sobreposições e dar origem a um conjunto de dunas com tamanhos da ordem de alguns quilômetros, conhecido por *Draa*.

As dunas podem apresentar um conjunto variado de formas. Dentre elas, há formas que estão relacionadas somente ao regime de vento e à disponibilidade de areia como mostram as imagens da figura 5 (Bagnold, 1941; Fryberger, 1979; Brookfield e Ahlbrandt, 1983; Wasson e Hyde, 1983; Nickling, 1986; Pye e Tsoar, 1990; Lancaster, 1995; Kocurek, 1996). Em lugares de ventos fortes unidirecionais com pouca disponibilidade de areia temos a formação das dunas barcanas como mostra a figura 5a. Se a disponibilidade de areia for grande aparecem as dunas transversais, como mostra a figura. 5b. Quando os ventos sofrem mudanças na direção temos as dunas lineares (ver Fig. 5c) para o caso de um vento bidirecional, e as dunas estrelas se formam em um regime de vento multi-direcional (ver Fig. 5d) e alta disponibilidade de areia.

Outras formas de dunas como as dunas frontais e parabólicas são decorrentes da interação entre o transporte de areia e elementos ambientais, como por exemplo, o crescimento da vegetação.

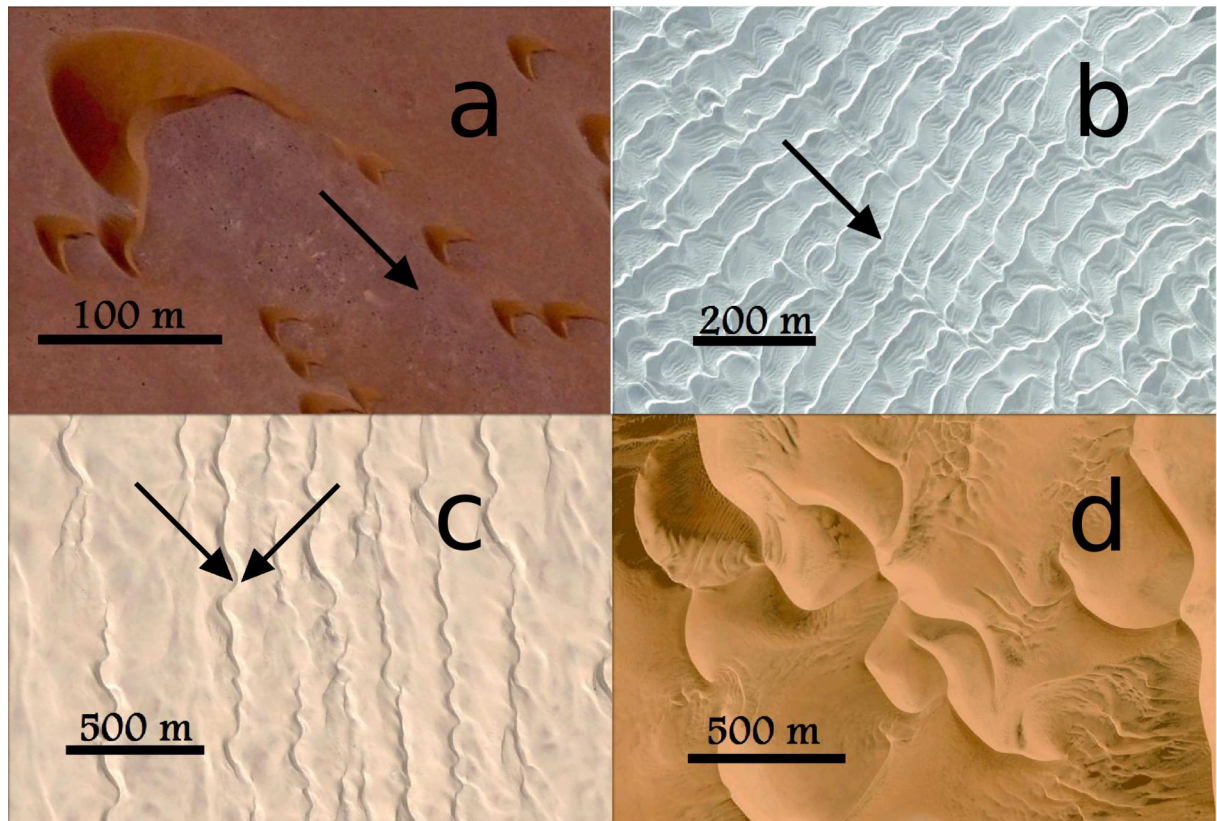


Figura 5: Exemplos de alguns tipos de dunas. As setas indicam as direções predominantes do transporte da areia pelo vento. Acima as dunas que são formadas em regiões onde o vento sopra de maneira unidirecional: à esquerda em a) temos o caso em que há pouca disponibilidade de areia e surgem então as dunas barcanas como estas que estão localizadas no sul do Marrocos nas coordenadas  $27^{\circ}25'38,03''N$ ,  $12^{\circ}34'34,98''O$ ; à direita em b) temos as dunas transversais que se originam em lugares onde há grande disponibilidade de areia, e a imagem mostra dunas transversais localizadas na costa oeste do México nas coordenadas  $28^{\circ}06'24,37''N$ ,  $114^{\circ}05'00,48''O$ . Abaixo temos os casos em que vento sopra num regime de duas ou mais direções: à esquerda em c) temos o caso de dunas formadas por um vento bidirecional onde as dunas chamadas de lineares se estendem na mesma direção que a resultante da soma das duas direções predominantes, na imagem temos dunas localizadas na Namíbia nas coordenadas  $24^{\circ}55'52,71''S$ ,  $14^{\circ}56'59,76''O$ ; à direita em d) mostramos dunas estrelas localizadas também na Namíbia nas coordenadas  $24^{\circ}45'35,47''S$ ,  $15^{\circ}24'36,15''O$  que se formam em lugares com grande disponibilidade de areia onde sopram ventos de regimes multidirecionais.

As dunas barcanas tem uma forma típica de meia lua, de maneira que os seus braços apontam na direção em que sopra o vento, como mostra figura a figura 6. Esse tipo de duna apresenta duas faces, uma face convexa voltada para barlavento e uma face côncava para sotavento, também conhecida por *slipface* onde ocorrem avalanches dos grãos de areia. A linha que une essas duas faces é denominada crista da duna. As dunas barcanas possuem grande mobilidade, per-

correndo de 20 a 100 metros por ano (Durán, 2006), fazendo com que elas em muitos lugares causem impactos não desejáveis às populações humanas.

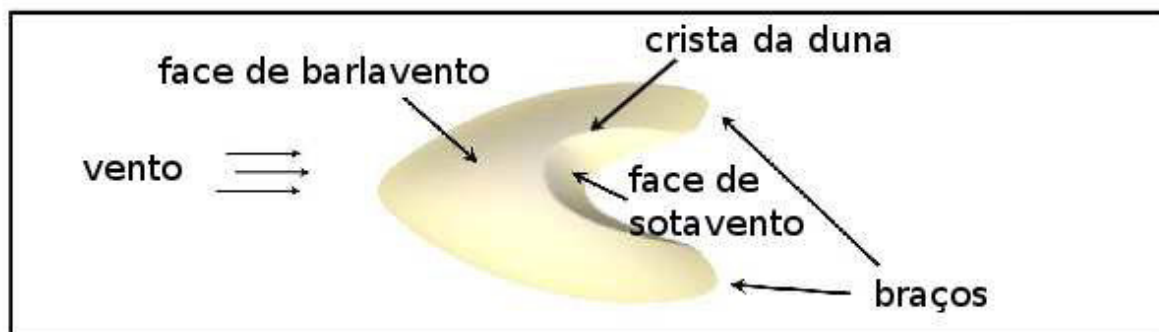


Figura 6: Desenho esquemático de uma duna barcana. As dunas barcanas possuem forma típica de meia lua, com braços apontando na direção em que sopra o vento capaz de transportar a areia, como mostra figura (Fig. 6). Os grãos se movimentam pela ação do vento na face de barlavento. Na face de sotavento, o transporte da areia se dá principalmente através de avalanches. A linha que une essas duas faces é denominada crista da duna.

As dunas transversais (Fig. 5b), assim como as barcanas ocorrem em lugares onde o vento é capaz de transportar os grãos predominantemente numa única direção porém onde há grande disponibilidade de areia para ser transportada. Elas constituem corpos arenosos de cristas retas ou ligeiramente curvas, perpendiculares à direção do vento dominante.

Podemos falar ainda numa forma de dunas intermediária entre as duas formas descritas anteriormente: são as cadeias de dunas barcanóides, que se originam da justaposição lateral de barcanas, dando origem a cristas de ondas onduladas, paralelas entre si e perpendiculares à direção predominante do vento. A figura 7 mostra cadeias de dunas barcanóides que caracterizam predominantemente o campo de dunas dos Lençóis Maranhenses.

As dunas lineares ou longitudinais (Fig. 5c) são determinadas pela existência de cristas alongadas e alinhadas com a direção resultante do vento. Essas dunas frequentemente ocorrem em múltiplas cristas paralelas que são separadas por grandes áreas arenosas, cascalhosas ou rochosas (Lancaster, 1982) como pavimentos de deflação. Para alguns autores as dunas lineares podem se desenvolver a partir de outros tipos de dunas quando ocorrer uma mudança no regime de direção de ventos ou na disponibilidade de areia (Bagnold, 1941; McKee, 1979). Bagnold (1941) mostra que as dunas barcanas se transformam em formas lineares denominadas de dunas *seif* em decorrência de mudanças no regime de ventos, quando o mesmo passa de um regime unidirecional para um regime bidirecional. Parteli *et al.* (2009), realizou simulações com o modelo DUNE onde dunas *seif* são obtidas quando uma barcana gerada em um regime de vento unidirecional após alcançar seu estado estacionário é posteriormente submetida a um regime de



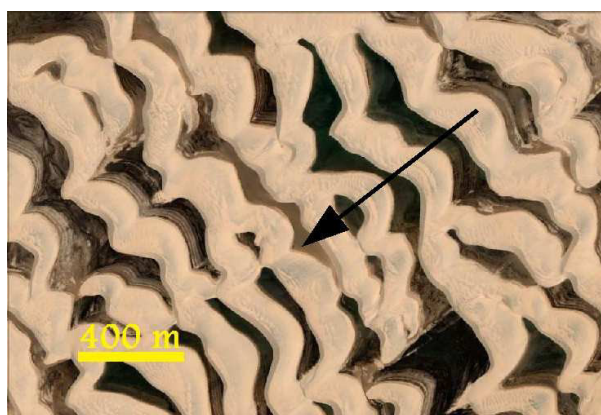


Figura 7: Detalhe do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses mostrando as cadeias de barcanóides nas coordenadas  $2^{\circ}37'40,02''S$ ,  $42^{\circ}58'08,69''O$  que caracterizam predominantemente esse campo de dunas.

vento bidirecional.

As dunas estrelas (Fig. 5d) possuem três ou mais braços e, conseqüentemente, mais de uma face onde ocorrem os deslizamentos. Elas estão entre as maiores dunas encontradas na Terra e as diversas direções de prolongamento de seus braços indicam a ação de ventos multidirecionais na formação desse tipo de dunas. As taxas de migração das dunas estrelas são desprezíveis quando comparadas às taxas de migração das dunas barcanas.

O transporte eólico de areia pode ser afetado por condições ambientais locais. Nesse sentido podemos falar de duas formas básicas: as dunas parabólicas e as dunas frontais. As dunas parabólicas (Fig. 8a) surgem em lugares onde o vento possui um regime unidirecional parcialmente cobertos por plantas e possuem um forma típica de “U” ou de “V” (Durán, 2006) com o lado côncavo voltado para barlavento e a parte convexa para sotavento como mostra. Já as dunas mostradas na figura 8b são caracterizados por um cordão arenoso que se desenvolve paralelamente à linha de costa na zona de pós-praia resultante do transporte eólico de vento contra uma área vegetada. Essas dunas podem ter alturas que vão desde pouco menos que 1 metro até alturas que atingem 30 a 35 metros de altura. No caso das dunas parabólicas, os seus braços apontam na direção contrária à direção predominante do transporte de areia resultado da fixação da areia nas laterais das dunas como mostra a ilustração da figura 9. As plantas nas dunas parabólicas costumam ocupar o lado que fica protegido do vento, já que no lado de barlavento a erosão pode ser forte o suficiente para evitar o aparecimento da vegetação.

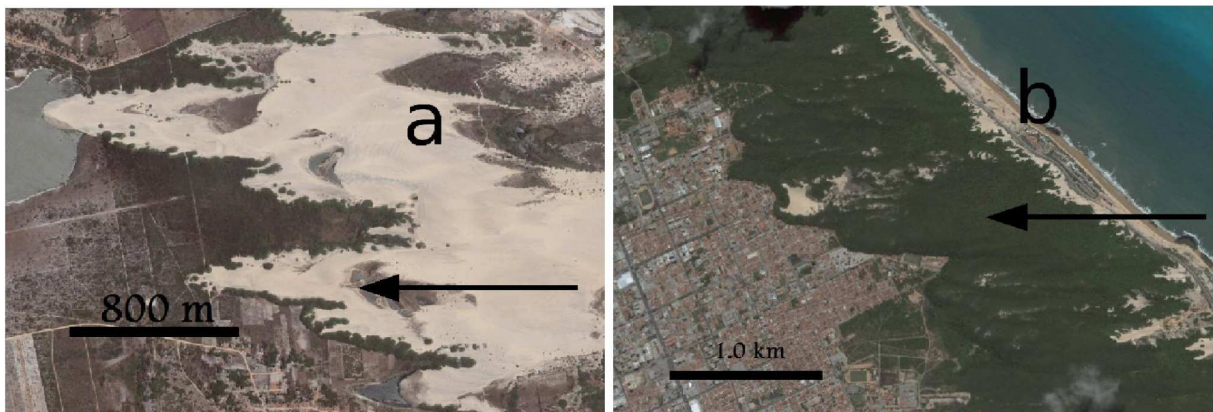


Figura 8: Formas de dunas resultantes do surgimento de dunas em lugares onde o regime pluviométrico e a umidade dão condições necessárias ao crescimento de vegetação, de maneira que a vegetação se torna obstáculo para o transporte eólico de areia. Em a) temos dunas parabólicas localizadas no litoral do Ceará nas coordenadas  $4^{\circ}12'33,22''S$ ,  $38^{\circ}04'23,92''O$ . As parabólicas possuem forma típica de “U” ou de “V” com os braços que apontam na direção contrária ao vento. As plantas nas dunas parabólicas costumam ocupar o lado protegido do vento, porque no lado de barlavento a erosão pode ser forte o suficiente para evitar o aparecimento de plantas. Em b) temos dunas localizadas na Cidade de Natal nas coordenadas  $5^{\circ}49'S$ ,  $49^{\circ}11'$ , que caracterizam por formar um cordão arenoso que se desenvolve paralelamente à linha de costa na zona de pós-praia. Em ambas as figuras o transporte da areia se dá predominantemente da direita para à esquerda.

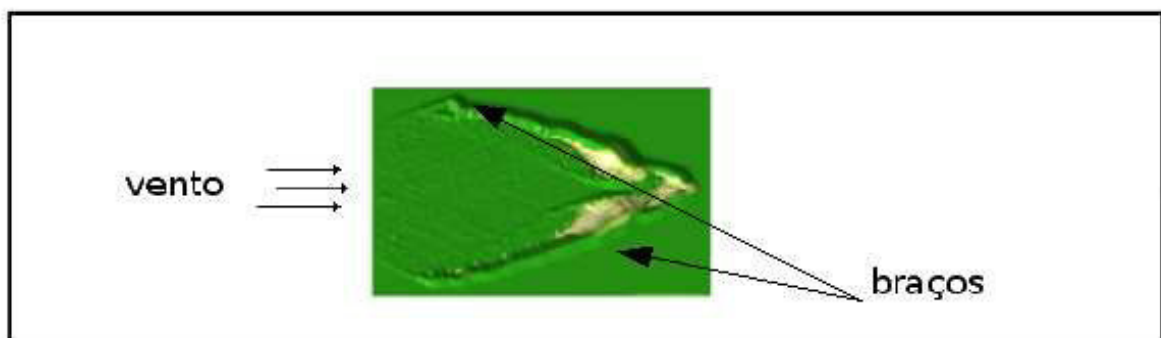


Figura 9: Desenho esquemático de uma duna parabólica. As dunas parabólicas possuem forma típica de parábola, com braços apontando na direção contrária a que sopra o vento capaz de transportar a areia, como mostra figura (Fig. 9).

## 1.2 A física do transporte da areia pelo vento

### 1.2.1 A camada limite turbulenta da atmosfera

O transporte de areia se caracteriza por ocorrer na camada limite turbulenta da atmosfera (Pye e Tsoar, 1990). Essa camada possui espessura típica de 1 km é definida pela massa de ar

mais próxima à Terra, na qual o vento é influenciado pelo relevo, pela vegetação, por construções humanas e outros objetos de maneira geral. Portanto, nessa camada o vento se encontra num regime turbulento apresentando assim uma forte mistura vertical.

Na camada limite turbulenta, o perfil de velocidade do vento é determinado através do modelo turbulento de Prandtl. Dessa forma, a velocidade do vento  $u(z)$  em função da altura  $z$  é dada por um perfil logarítmico representado matematicamente pela equação:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1.1)$$

onde  $\kappa = 0,4$  é a constante universal de *von Kármán* para regimes turbulentos,  $u_*$  é a velocidade de cisalhamento do vento que juntamente com a densidade do fluido  $\rho_{fluido}$  definem a tensão de cisalhamento  $\tau = \rho_{fluido} u_*^2$ , e  $z_0$  é a rugosidade aerodinâmica definida pelo tamanho das perturbações na superfície onde o fluido tem velocidade zero. A rugosidade  $z_0$ , que é da ordem de 1 mm, não é a mesma que a rugosidade da areia  $z_0^{areia}$  que é da ordem de algumas dezenas de microns e resulta das flutuações microscópicas do leito de areia quando os grãos estão em repouso. A rugosidade aerodinâmica  $z_0$  representa a rugosidade aparente consequente do movimento dos grãos em saltação. Essa rugosidade aparente  $z_0$  tende a aumentar na presença de rochas e obstáculos maiores e é muito maior que a rugosidade da areia  $z_0^{areia}$  (Bagnold, 1941).

As variáveis  $u_*$  e  $z_0$  são independentes e devem ser determinadas experimentalmente. Uma maneira simples de obtê-las consiste na medição da velocidade do vento em diferentes alturas, plotando-se, em seguida, o gráfico  $u(z)$  x  $\log z$ . A velocidade de cisalhamento  $u_*$  será dada pela inclinação da curva obtida da velocidade em função da altura no gráfico semi-log. A rugosidade aerodinâmica corresponderá ao valor da altura correspondente a  $u(z) = 0$ , obtida por extrapolação dos dados experimentais.

### 1.2.2 O movimento dos grãos

Para que os grãos de areia sejam transportados pelo vento é necessário que este possua uma determinada velocidade, capaz de fazer com que os grãos sejam ejetados do chão. Nesta seção mostraremos o sistema de forças atuantes num grão de areia que nos permite encontrar o valor mínimo da velocidade do vento capaz de fazer com que os grãos decole do chão e sejam portanto transportados através de um determinado terreno.

O vento turbulento que sopra numa superfície de areia exerce duas forças distintas sobre os grãos. A primeira é força que o vento exerce horizontalmente ao empurrar as partículas na mesma direção em que sopra, é chamada *Força de Arrasto*, e será aqui representada por  $F_d$ .

Esta força é escrita como:

$$F_d = \beta u_*^2 [\rho_{fluid} \pi d^2 / 4],$$

onde  $d$  é o diâmetro do grão,  $\rho_{fluid}$  é a densidade do fluido que escoar e  $\beta$  é um coeficiente que contém informações sobre o empacotamento dos grãos no solo. A outra força que atua nas partículas é chamada de *Força de Sustentação*, representada aqui por  $F_l$ . Essa força atua verticalmente para cima e é causada pelo forte gradiente de velocidade que o vento possui próximo ao chão, que provoca uma diferença de pressão estática entre o topo e a base do grão. A força de sustentação é escrita como:

$$F_l = \Delta p [\pi d^2 / 4],$$

onde  $\Delta p$  é o gradiente de pressão. Chepil (1958) mostrou que existe uma relação entre essas duas forças dada por,  $F_l = c F_d$ , onde  $c$  é aproximadamente 0,85. Para resolver o sistema de forças atuantes no grão devemos ainda levar em consideração o seu peso aparente:

$$F_g = (\rho_{grain} - \rho_{fluid}) g [\pi d^3 / 6],$$

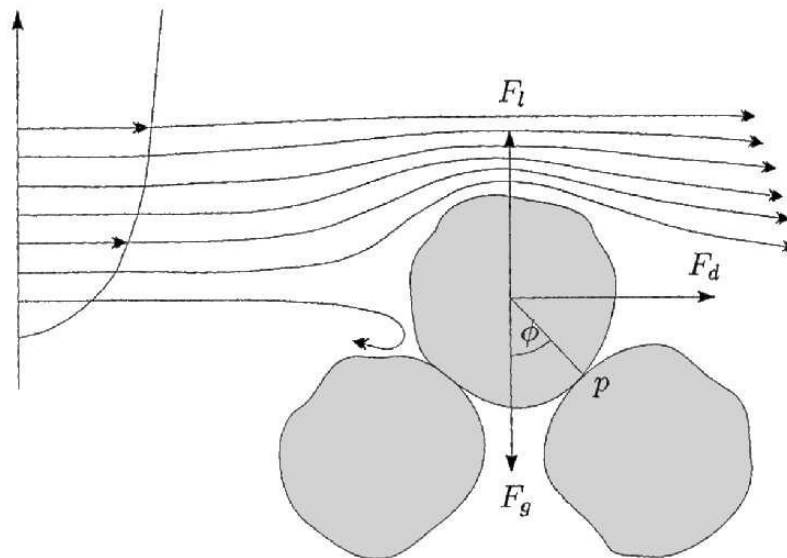


Figura 10: Quando o vento sopra forte o suficiente a Força de Sustentação  $F_l$  e a Força de Arrasto  $F_d$  atuam conjuntamente para colocar o grão em movimento. Ilustração de Haim Tsoar.

O balanço das forças que atuam sobre um grão está mostrado na figura 10. Quando o vento atinge a *velocidade de cisalhamento limiar*  $u_{*ft}$ , o grão se encontra prestes a girar sobre um

ponto pivô  $p$  e está no limiar do movimento. Portanto, na iminência do movimento temos:

$$F_d \frac{d}{2} \cos \phi = (F_g - F_l) \frac{d}{2} \sin \phi. \quad (1.2)$$

Após manipularmos a Eq.1.2 chegamos à seguinte relação:

$$\frac{\rho_{fluid} u_{*ft}^2}{(\rho_{grain} - \rho_{fluid})gd} = \frac{2 \sin \phi}{3\beta(\cos \phi + c \sin \phi)} \quad (1.3)$$

Daí definimos o valor limiar da *tensão de cisalhamento aerodinâmico* dado por  $\tau_{ft} = \rho_{fluid} u_{*ft}^2$ , acima do qual a partícula é ejetada do chão. O ângulo  $\phi$  e o parâmetro  $\beta$  que estão no lado direito da Eq. (1.3) contêm as informações sobre o empacotamento, a forma e as demais características dos grãos. Shields (1936) definiu um coeficiente adimensional  $\Theta$  que expressa a razão entre a força tangencial aplicada e a força de resistência do movimento dos grãos,

$$\Theta \equiv \frac{\tau_{ft}}{(\rho_{grain} - \rho_{fluid})gd}$$

fazendo a substituição na equação eq. 1.3 chegamos ao seguinte resultado:

$$u_{*ft} = A \sqrt{\frac{(\rho_{grain} - \rho_{fluid})gd}{\rho_{fluid}}}, \quad (1.4)$$

onde  $A = \sqrt{\Theta}$  é o parâmetro de Shields e tem valor aproximadamente de 0.11 (Shields, 1936). Esse resultado é encontrado sem a consideração da existência de forças de coesão e adesão entre os grãos, portanto sua validade está restrita às partículas com diâmetros maiores que 0,2 mm.

Após iniciado o movimento, os grãos de areia podem ser transportados de diferentes maneiras: suspensão, saltação, reptação e rastejamento.

A suspensão ocorre para grãos menores, com diâmetro típico entre 40 e 60  $\mu\text{m}$ . Na suspensão, os grãos mais finos tendem a subir devido a vórtices de turbulência e correntes de convecção que ocorrem na camada limite turbulenta da atmosfera, podendo ser soprados através de longas distâncias se comparadas às distâncias dos demais tipos de transporte (Pye e Tsoar, 1987).

Grãos com diâmetro entre 170 e 350  $\mu\text{m}$  tendem a ser transportados através do movimento de saltação. Nesse movimento os grãos são ejetados do chão para depois serem acelerados pela ação do vento passando a descrever trajetórias balísticas próximas ao chão (Bagnold, 1941; Pye e Tsoar, 1990) decorrentes da ação da força gravitacional.

A reptação é o movimento de partículas que se refere situação em que os grãos em saltação transferem uma pequena quantidade de movimento na colisão com o chão, e assim não conseguem arrancar do chão outros grãos (Andreotti, 2004).

Por fim, à medida que os grãos entram em saltação sobre o leito de areia, os grãos maiores, demasiadamente pesados para serem ejetados do chão, vão sendo empurrados por rastejamento pelos grãos saltadores. Quando a velocidade do vento é alta o suficiente, um grão saltador pode no impacto empurrar um outro grão até seis vezes maior (Skinner e Porte, 1987).

Os grãos típicos de uma duna de areia apresentam diâmetro médio da ordem de  $250 \mu\text{m}$  e são portanto transportados principalmente pelo movimento da saltação (Pye e Tsoar, 1990). Deste modo, as outras formas de transporte das partículas são negligenciadas e o modelo aqui apresentado leva em conta apenas o movimento da saltação nos cálculos.

### 1.2.3 A saltação dos grãos

O movimento de saltação dos grãos pode ser dividido em processos distintos. No primeiro deles, que é denominado por *arrasto aerodinâmico direto* o grão é arrancado do chão pelo vento. Depois, quando os grãos se encontram suspensos, o arrasto e a força gravitacional se tornam as únicas forças relevantes, pois a força de sustentação é importante apenas no momento em que arranca os grãos do chão. Em seguida, os grãos são acelerados na direção do vento pela força de arrasto passando a realizar pequenos vôos em que descrevem uma trajetória balística devido à ação da gravidade, até que atingem novamente o chão. A interação entre o grãos que foram ejetados pelo vento e aqueles que se encontram no chão é chamado de *respingo* (*splash*, em inglês). Quando há transferência de energia suficiente na colisão outros grãos podem ser ejetados do chão. Anderson e Half (1988) mostraram que o número de partículas ejetadas cresce linearmente com a velocidade do grão no momento do impacto  $v_{\text{imp}}$ . As partículas atingidas são ejetadas com diferentes velocidades e diferentes direções, e dessas apenas uma parte entra no processo de saltação (Andreotti, 2004).

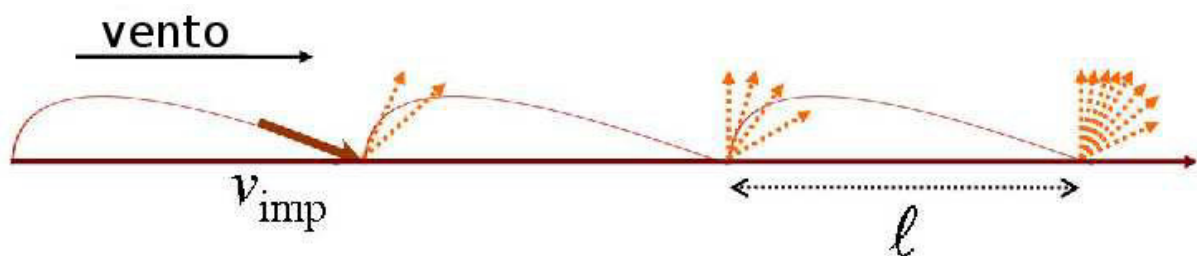


Figura 11: Ilustração do processo de saltação dos grãos. Devido à ação do vento o grão de areia é arrancado do chão e acelerado, e passa a descrever uma trajetória balística. Ao cair no chão, ele colide com os grãos que estão em repouso, e quando há energia suficiente outros grãos são ejetados do chão, caracterizando uma espécie de reação em cadeia, onde o número de partículas ejetadas cresce linearmente com a velocidade do grão no momento do impacto  $v_{\text{imp}}$ . O comprimento médio da saltação dos grãos é definido como  $\ell$ .

Na saltação, o respingo é o mecanismo principal na retirada dos grãos do chão. Isso faz com que esse tipo de movimento possa ocorrer uma vez depois de inicializado para uma velocidade menor que  $u_{*ft}$ , contanto que a velocidade do vento não seja menor que a *velocidade limiar de impacto*  $u_{*t}$ , dada aproximadamente por  $0,8u_{*ft}$ . Se a velocidade do vento  $u_*$  é menor que  $u_{*t}$  não há saltação e conseqüentemente a areia não pode ser transportada.

O respingo é um processo estocástico que envolve a interação de muitos grãos na região de impacto. A colisão entre as partículas pode resultar em três possíveis situações. Na primeira a energia do grão impactante é totalmente absorvida e ele é simplesmente depositado. Na segunda possibilidade, o grão simplesmente rebate no chão perdendo parte de sua energia durante a colisão. Na terceira possibilidade, a energia absorvida no impacto faz com que um ou mais grãos sejam ejetados. Uma situação de equilíbrio será alcançada quando cada grão que colide com o chão ejetar em média apenas um outro grão, de maneira a manter constante o número médio de grãos em movimento. De maneira geral, os modelos de transporte por saltação buscam relacionar a velocidade de cisalhamento do vento com o fluxo de areia transportada no equilíbrio. Entretanto, se a saltação está para se iniciar o sistema se encontra longe do equilíbrio, e o número médio de grãos ejetados para cada impacto deve ser maior que 1. Isso faz com que o número de grãos saltadores no ar cresça numa espécie de reação em cadeia.

Uma vez que a saltação se inicia, devido à reação em cadeia do processo de respingo o número de grãos saltadores cresce exponencialmente. Contudo, devido à conservação da quantidade de movimento, o vento tem sua velocidade reduzida até que um estado de saturação é atingido (Owen, 1964; Anderson e Half, 1988; McEwan e Willetts, 1991; Butterfield, 1993). Com a perda da quantidade de movimento, o vento tem seu perfil de velocidade modificado de forma que a altura na qual a redução da velocidade é máxima coincide aproximadamente com a altura na qual é máxima a probabilidade de se achar grãos saltadores (Almeida *et al.*, 2006). O número de grãos transportados possui um valor máximo, e a tensão de cisalhamento do vento não mais é capaz de arrancar as partículas do chão quando este número máximo é alcançado. Neste momento temos a situação denominada por *fluxo saturado de areia*, representado por  $q_s$  e que corresponde ao número máximo de grãos que o vento pode transportar por unidade de área por unidade de tempo.

O transporte por saltação é, portanto, o responsável pela ocorrência de erosão e deposição de areia no terreno, mudando a topografia da superfície do chão, o que pode levar à formação das dunas de areia. Entretanto, para que as dunas de areia existam é necessário que exista uma quantidade suficiente de areia distribuída sobre o chão em distância maior que comprimento de saturação do fluxo. Isso se dá porque qualquer superfície de areia será erosionada em todos os

lugares onde o fluxo cresce.

## 1.3 O modelo DUNE

O modelo DUNE (Sauermaun *et al.*, 2001; Kroy *et al.*, 2002; Schwämmle e Herrmann, 2005) combina uma descrição quantitativa de um vento turbulento sobre um terreno com um modelo contínuo de saltação. Ele abrange a evolução de uma superfície de areia devido à erosão e à deposição, levando em conta a ocorrência de avalanches e a separação do fluxo na face de sotavento das dunas. A idéia central deste modelo é considerar um leito de areia como uma fina camada de fluido granular sobre um leito de areia imóvel. O modelo leva em consideração a inclusão de transientes de saturação para calcular o fluxo de areia transportada.

Recentemente, o modelo foi aperfeiçoado para incluir a presença de uma cobertura vegetal (Durán e Herrmann, 2006a) que pode crescer e atuar como uma porção rugosa da superfície, passando assim a modificar o campo de ventos e conseqüentemente o transporte de areia. E no sentido inverso, a erosão e a deposição pontuais podem afetar o crescimento da cobertura de vegetação.

### 1.3.1 A tensão de cisalhamento do vento

Para calcular a quantidade de areia transportada pelo vento, primeiramente é necessário saber como a topografia do terreno modifica o fluxo de ar na superfície. A descrição do vento turbulento no modelo DUNE está baseada principalmente no trabalho de Hunt *et al.* (1988), que buscaram calcular e entender o fluxo de ar sobre morros com pequenas inclinações. Considera-se que um morro de altura  $H$ , comprimento  $2L$  na metade de sua altura (ver Fig. 12) e rugosidade  $z_0$  deve satisfazer os seguintes critérios:  $H/L \ll 1$  e  $0 < \ln^{-1}(L/z_0) \ll 1$ . O fluxo de ar é dividido em duas regiões, uma considerada não-viscosa chamada de região exterior e outra que possui espessura  $l$ , denominada de região interior, na qual a perturbação na tensão de cisalhamento afeta o fluxo perturbado. A região externa é dividida na camada superior (U) e na camada média (M), e a região interna é dividida na camada de tensão de cisalhamento (SS) e a camada interna da tensão de cisalhamento (IS).

O modelo DUNE utiliza a solução da camada de tensão de cisalhamento (SS) encontrada por Hunt *et al.* (1988) válida de  $\sqrt{lz_0}$  até  $l$  e a combina com o conjunto de equações analíticas desenvolvidas por Weng *et al.* (1991) para calcular a componente da transformada de Fourier



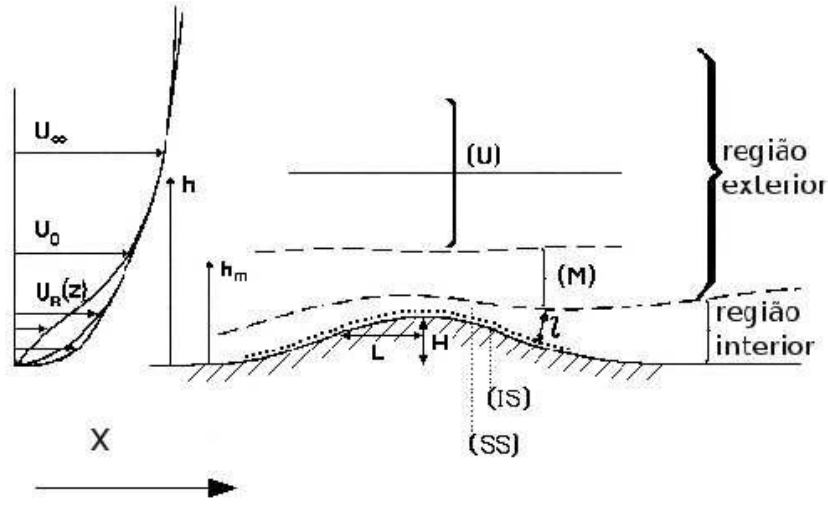


Figura 12: Esquema que mostra as diferentes regiões e camadas consideradas nos cálculos de Hunt *et al.* (1988) para um fluxo de ar sobre um morro de altura  $H$  e comprimento  $2L$  na metade de sua altura. A região exterior, considerada não-viscosa é dividida em duas camadas: a camada superior (U) e a camada média (M). A região dita interior de espessura  $l$  onde a perturbação na tensão de cisalhamento afeta o fluxo perturbado é dividida na camada de tensão de cisalhamento (SS) e a camada interna da tensão de cisalhamento (IS).

da perturbação da tensão de cisalhamento  $\tilde{\tau}_x$ ,

$$\tilde{\tau}_x = \frac{\tilde{h}_s k_x^2}{|\vec{k}|} \frac{2}{U^2(l)} \left\{ -1 + \left( 2 \ln \frac{l}{z'_0} + \frac{|\vec{k}|^2}{k_x^2} \right) \sigma \frac{K_1(2\sigma)}{K_0(2\sigma)} \right\}, \quad (1.5)$$

e a componente da transformada de Fourier da perturbação da tensão de cisalhamento  $\tilde{\tau}_y$ ,

$$\tilde{\tau}_y = \frac{\tilde{h}_s k_x k_y}{|\vec{k}|} \frac{2}{U^2(l)} 2\sqrt{2}\sigma K_1(2\sqrt{2}\sigma), \quad (1.6)$$

onde  $x$  e  $y$  são as componentes, respectivamente, paralela e perpendicular à direção do vento,  $\vec{k}$  é o vetor de onda,  $k_x$  e  $k_y$  suas coordenadas no espaço de Fourier, de forma que  $|\vec{k}| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ . Nas equações 1.5 e 1.6,  $\tilde{h}_s$  é a transformada de Fourier para o perfil da altura,  $\sigma = \sqrt{iLk_x z'_0}/l$ ,  $K_0$  e  $K_1$  são funções de Bessel modificadas, e  $z'_0$  é a rugosidade aerodinâmica da superfície na presença dos grãos saltadores (Bagnold, 1941; Durán e Herrmann, 2006; Andreotti, 2004).  $U(l)$  é o perfil de velocidade calculado na altura  $l$ ,

$$U(l) = \frac{u_*}{U_0 \kappa} \ln \frac{l}{z_0}, \quad (1.7)$$

normalizado pelo perfil não perturbado de velocidade  $U_0$ ,

$$U_0 = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{h_m}{z_0}, \quad (1.8)$$

calculado na altura intermediária  $h_m = L/\sqrt{\ln(L/z_0)}$  sendo a espessura da região interna estimada pela relação implícita  $l = 2\kappa^2 L/\ln(L/z_0)$  (Hunt *et al.*, 1988).

A tensão de cisalhamento local  $\vec{\tau}_{\text{tot}}(x, y)$  é obtida, portanto, da equação

$$\vec{\tau}_{\text{tot}} = |\vec{\tau}_0| \left( \frac{\vec{\tau}_0}{|\vec{\tau}_0|} + \vec{\tau} \right), \quad (1.9)$$

onde  $\vec{\tau}_0$  é a tensão de cisalhamento não-perturbada sobre a superfície lisa.

### 1.3.2 O modelo contínuo de saltação

O modelo de saltação é derivado a partir da conservação de massa e quantidade de movimento na presença de erosão e de forças externas. O leito de areia representa um sistema aberto que pode trocar grãos com a camada saltadora, para a qual a taxa de erosão  $\Gamma(x, y, t)$  em qualquer posição  $(x, y)$  representa o termo fonte:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \Gamma \quad (1.10)$$

onde  $\rho(x, y, t)$  é a densidade de grãos na camada de saltação, e  $\vec{v}(x, y, t)$  é a velocidade característica dos grãos saltadores.

#### A taxa de erosão

A taxa de erosão  $\Gamma$  é definida como a diferença entre o fluxo vertical de grãos que são ejetados do leito de areia a taxa  $\phi$  com a qual os grãos colidem com o leito:

$$\Gamma = \phi(n - 1), \quad (1.11)$$

onde  $n$  é o número médio de grãos respingados. Na saturação o número de grãos ejetados é aproximadamente igual ao número de grãos que colidem com o chão ( $n = 1$ ), e a tensão de cisalhamento do vento no leito,  $\tau_a$ , é o suficiente apenas para manter a saltação, isto é,  $\tau_a$  está próxima da tensão de cisalhamento limiar  $\tau_t = \rho_{fluid} u_{*t}^2$  (Owen, 1964). Dessa forma, podemos escrever  $n$  como uma função  $n = f(\tau_a/\tau_t)$  tal que  $n(1) = 1$ . A expansão de  $n$  em uma série de Taylor até o termo de primeira ordem nos dá:

$$n = 1 + \tilde{\gamma} \left( \frac{\tau_a}{\tau_t} - 1 \right), \quad (1.12)$$

onde

$$\tilde{\gamma} = \frac{dn}{d(\tau_a/\tau_t)} \quad (1.13)$$

é a taxa de arrasto dos grãos em saltação e determina o quão rápido o sistema atinge a saturação de equilíbrio (Sauermaun *et al.*, 2001). O parâmetro  $\tilde{\gamma}$  depende de quantidades microscópicas das interações entre o leito de areia e os grãos saltadores, que não estão consideradas dentro do modelo. Portanto,  $\tilde{\gamma}$  deve ser determinado através da comparação com medidas reais ou simulações microscópicas.

A taxa  $\phi$  na qual os grãos colidem com o leito de areia é definida por  $\phi = \rho|\vec{v}|/\ell$  onde  $\ell$  é a distância média de saltação. Fazendo a substituição da expressão de  $\phi$  e da equação 1.12 na equação 1.11, temos:

$$\Gamma = \frac{\rho|\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \left( \frac{\tau_a}{\tau_t} - 1 \right) \quad (1.14)$$

de maneira que a equação 1.10 pode ser rescrita como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \frac{\rho|\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \left( \frac{\tau_a}{\tau_t} - 1 \right) \quad (1.15)$$

Mas  $\tau_a = \tau - \tau_g$ , onde  $\tau_g$  é a contribuição dos grãos para a tensão de cisalhamento total na superfície (Sauermaun *et al.*, 2001). Dessa forma o lado direito da equação 1.15 pode ser rescrito em termos de  $\tau_g$ :

$$\frac{\rho|\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \left( \frac{\tau_a}{\tau_t} - 1 \right) = \frac{\rho|\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \frac{\tau - \tau_t}{\tau_t} \left( 1 - \frac{\tau_g}{\tau - \tau_t} \right). \quad (1.16)$$

A contribuição dos grãos para a tensão de cisalhamento é definida como

$$\tau_g = \phi \Delta v_{hor} = \frac{\Delta v_{hor} \rho |\vec{v}|}{\ell}, \quad (1.17)$$

onde  $\Delta v_{hor} = v_{hor}^{imp} - v_{hor}^{eje}$  dá a diferença entre as velocidades horizontais (na direção do fluxo) dos grãos no momento do impacto,  $v_{hor}^{imp}$  e as velocidades no momento em que são ejetados,  $v_{hor}^{eje}$ . Assim, a equação 1.15 pode ser rescrita como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \frac{\rho|\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \frac{\tau - \tau_t}{\tau_t} \left( 1 - \rho|\vec{v}| \frac{\Delta v_{hor}/\ell}{\tau - \tau_t} \right) \quad (1.18)$$

que é uma equação diferencial para a densidade  $\rho$  dos grãos na camada de saltação. A distância média de saltação  $\ell$ , a velocidade média dos grãos  $\vec{v}$  e  $\Delta v_{hor}$  serão calculados a seguir.

### O comprimento médio da saltação e a velocidade dos grãos

A distância média de saltação  $\ell$  é definida como o alcance de uma trajetória balística (Sauermaann *et al.*, 2001) escrita como:

$$\ell = v_z^{eje} \left( \frac{2|\vec{v}|}{g} \right), \quad (1.19)$$

onde  $v_z^{eje}$  é a velocidade inicial do grão na direção vertical e  $\vec{v}$  é a velocidade média dos grãos. Dessa forma, podemos relacionar  $v_z^{eje}$  com a diferença entre as velocidades horizontais de impacto e de ejeção,  $\Delta v_{hor} = v_{hor}^{imp} - v_{hor}^{eje}$ , através de um coeficiente efetivo de restituição para a interação entre o grão e o leito de areia,  $\alpha$  (Sauermaann *et al.*, 2001) definido por:

$$\alpha = \frac{v_z^{eje}}{\Delta v_{hor}}. \quad (1.20)$$

A distância média de saltação pode ser então escrita como:

$$\ell = \alpha \Delta v_{hor} \left( \frac{2|\vec{v}|}{g} \right) = \frac{1}{r} \left[ \frac{2|\vec{v}|^2 \alpha}{g} \right], \quad (1.21)$$

onde  $r \equiv |\vec{v}|/\Delta v_{hor}$  é uma constante de proporcionalidade.

A velocidade média dos grãos saltadores,  $\vec{v}$ , é determinada através do balanço de três forças: a força de arrasto, a força de reação quando o grão colide com o chão que reduz a quantidade de movimento do grão e a força gravitacional, que atua verticalmente para baixo sobre o grão.

O arrasto aerodinâmico atuando sobre o grão na camada de saltação que possui velocidade  $\vec{v}_{grain}$  num vento com velocidade  $\vec{u}_{fluid}$  é dado pela Força de Arrasto de Newton sobre uma partícula esférica de diâmetro  $d$ ,

$$\vec{F}_{drag} = \frac{1}{2} \rho_{fluid} C_d \frac{\pi d^2}{4} (\vec{u}_{fluid} - \vec{v}_{grain}) |\vec{u}_{fluid} - \vec{v}_{grain}|, \quad (1.22)$$

onde  $C_d$  é o coeficiente de arrasto. Quando multiplicamos a força de arrasto  $\vec{F}_{drag}$  pela densidade da camada de saltação,  $\rho$ , e dividimos pela massa do grão  $m = (4/3)\pi(d/2)^3\rho_{grain}$  obtemos uma expressão para a força de arrasto que atua por unidade de volume na camada de saltação:

$$\vec{f}_{drag} = \frac{3\rho}{4d} C_d \frac{\rho_{fluid}}{\rho_{grain}} (\vec{u}_{eff} - \vec{v}) |\vec{u}_{eff} - \vec{v}|, \quad (1.23)$$

onde a velocidade  $\vec{u}_{eff}$  é chamada de *velocidade efetiva do vento*, que é o valor representativo da velocidade do vento  $\vec{u}_{fluid}$  para a força de arrasto sobre os grãos saltadores, e é calculada em uma altura  $z_1$  acima do leito de areia. Entretanto, não se pode usar a equação do perfil logarítmico do vento para calcular  $\vec{u}_{eff}$ , porque como vimos anteriormente a saltação altera o

perfil do vento na região próxima ao chão.

A tensão de cisalhamento total  $\tau$  em qualquer altura  $z$  é constante e dada por:

$$\tau = \tau_{fluid}(z) + \tau_{grains}(z), \quad (1.24)$$

onde  $\tau_{fluid}(z)$  é a tensão de cisalhamento aerodinâmica e  $\tau_{grains}(z)$  é a tensão de cisalhamento provocada pelos grãos, ambos calculados para uma altura  $z$ . No leito de areia, isto é, em  $z = 0$ ,  $\tau_{grains}(z) \equiv \tau_g$  e  $\tau_{fluid}(z) \equiv \tau_a$ , ao mesmo tempo que a velocidade de cisalhamento  $u_{*fluid}(z) \equiv \sqrt{\tau_{fluid}(z)/\rho_{fluid}}$  é dependente da altura  $z$ , onde o perfil  $\tau_{grains}(z)$  é aproximadamente exponencial (Anderdon e Half, 1991). Portanto, podemos escrever a seguinte expressão para o perfil de tensão de cisalhamento dos grãos:

$$\tau_{grains}(z) = \tau_g e^{-z/z_m}, \quad (1.25)$$

onde  $z_m$  é chamada de *altura média da saltação*. Assim, o perfil modificado de vento pode ser expresso pela seguinte equação:

$$\frac{\partial \vec{u}_{fluid}}{\partial z} = \frac{\vec{u}_{*fluid}(z)}{\kappa z} = \frac{\vec{u}_*}{\kappa z} \sqrt{1 - \frac{\tau_{grains}(z)}{\tau}} = \frac{\vec{u}_*}{\kappa z} \sqrt{1 - \frac{\tau_g e^{-z/z_m}}{\tau}}, \quad (1.26)$$

que é integrada de  $z_0^{sand}$  até a altura  $z$  para se obter o perfil modificado do vento. O valor de  $\vec{u}_{fluid}$  na altura de referência  $z_1$  dá a velocidade efetiva do vento  $\vec{u}_{eff}$ . Para valores de  $z_1$  tais que  $z_0^{sand} < z_1 \leq z_m$ , a seguinte expressão é obtida para  $\vec{u}_{eff}$  (Sauermann et al. 2001):

$$\vec{u}_{eff} = \frac{u_*}{\kappa} \sqrt{1 - \frac{\tau_g}{\tau}} \left[ 2 \sqrt{1 + \frac{z_1}{z_m} \frac{\tau_g}{\tau - \tau_g}} - 2 + \ln \frac{z_1}{z_0^{sand}} \right] \frac{\vec{u}_*}{|\vec{u}_*|}, \quad (1.27)$$

onde a tensão de cisalhamento dos grãos na superfície é dada pela equação 1.17 e pode ser modificada pela equação 1.19 sendo rescrita da seguinte forma:

$$\tau_g = \frac{\rho g}{2\alpha}. \quad (1.28)$$

Para calcular a força de reação quando o grão colide com o chão ( $f_{bed}^{\vec{}}$ ) o modelo assume que ela deve compensar exatamente a tensão de cisalhamento dos grãos sobre o chão. Assim temos:

$$f_{bed}^{\vec{}} = -\tau_g \frac{\vec{v}}{|\vec{v}|}. \quad (1.29)$$

Por fim, temos a força gravitacional que atua na camada de saltação na presença de inclina-

ções do leito. A força gravitacional pode ser escrita como:

$$\vec{f}_{grav} = -\rho g \vec{\nabla} h. \quad (1.30)$$

Essa força é desprezível para o movimento dos grãos na direção do vento na camada de saltação. Entretanto,  $\vec{f}_{grav}$  possui um papel importante no transporte lateral da areia. A duna barcana possui perfil parabólico na direção perpendicular ao vento (Sauermaun *et al.*, 2000), e a inclinação do terreno atinge cerca de  $20^\circ$  (Hesp e Hastings, 1998; Sauermaun *et al.*, 2000), de maneira que a magnitude da força gravitacional aumenta linearmente do centro para os lados da duna.

Fazendo o balanço de forças ficamos com a seguinte expressão:

$$\rho \left[ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \cdot \vec{v} \right] = \vec{f}_{drag} + \vec{f}_{bed} + \vec{f}_{grav}, \quad (1.31)$$

que é rescrita com o uso das equações 1.23, 1.29 e 1.30

$$\rho \left[ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \cdot \vec{v} \right] = \frac{3\rho}{4d} C_d \frac{\rho_{fluid}}{\rho_{grain}} (\vec{u}_{eff} - \vec{v}) |\vec{u}_{eff} - \vec{v}| - \tau_g \frac{\rho g \vec{v}}{2\alpha |\vec{v}|} - \rho g \vec{\nabla} h. \quad (1.32)$$

### O fluxo de areia

Em resumo, o modelo de transporte por saltação consiste em substituir a velocidade do grão dada pela equação 1.32, com o uso da velocidade efetiva do vento  $\vec{u}_{eff}$  1.27 na equação 1.18, onde algumas simplificações são admitidas.

1) A primeira simplificação consiste no uso da condição estacionária para as equações 1.32 e 1.18, isto é  $\partial/\partial t = 0$ , já que o tempo de evolução da superfície da duna é muitas ordens maior que os tempos típicos dos transientes de saturação. Dessa forma a equação 1.18 pode ser rescrita da seguinte maneira:

$$\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \frac{\rho |\vec{v}|}{\ell} \tilde{\gamma} \frac{\tau - \tau_t}{\tau_t} \left( 1 - \rho |\vec{v}| \frac{\Delta v_{hor}/\ell}{\tau - \tau_t} \right), \quad (1.33)$$

de maneira que ainda pode ser simplificada na seguinte equação:

$$\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = \frac{\rho |\vec{v}|}{\ell_s} \left( 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \right), \quad (1.34)$$

que resulta da definição de duas importantes grandezas: a *densidade saturada de grãos* na camada de saltação,  $\rho_s$  e o *comprimento de saturação*,  $\ell_s$ , definidos respectivamente por:

$$\rho_s \equiv \frac{\ell(\tau - \tau_t)}{|\vec{v}| \Delta v_{hor}} = \frac{2\alpha(\tau - \tau_t)}{g} \quad \text{e} \quad \ell_s \equiv \frac{\ell}{\tilde{\gamma}(\tau - \tau_t)}, \quad (1.35)$$

de forma que  $\ell_s$  contém a informação do transiente de saturação do fluxo de areia. Usando a equação 1.21  $\ell_s$  pode ser rescrito da seguinte maneira:

$$\ell_s = \frac{2|\vec{v}|^2\alpha}{\tilde{\gamma}rg} \left[ \frac{1}{(\tau/\tau_t - 1)} \right] = \frac{1}{\gamma} \left[ \frac{2|\vec{v}|^2\alpha/g}{(u_*/u_{*t})^2 - 1} \right], \quad (1.36)$$

onde definimos  $\gamma \equiv \tilde{\gamma}r$ .

2) A segunda simplificação consiste na desconsideração do termo convectivo  $(\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) \cdot \vec{v}$  da equação 1.32, já que o mesmo somente é importante em lugares onde ocorrem grandes variações de velocidade. No caso das dunas, as mudanças abruptas na velocidade ocorrem na região após a crista da duna; mas no modelo, como veremos adiante, numa determinada região após a crista da duna a velocidade do vento é dada como nula e não há transporte de areia por saltação. Assim, juntamente com a consideração do estado estacionário a equação 1.32 é rescrita como:

$$\frac{3\rho}{4d} C_d \frac{\rho_{fluid}}{\rho_{grain}} (\vec{u}_{eff} - \vec{v}) |\vec{u}_{eff} - \vec{v}| - \tau_g \frac{\rho g \vec{v}}{2\alpha |\vec{v}|} - \rho g \vec{\nabla} h = 0. \quad (1.37)$$

3) A terceira simplificação realizada pelo modelo consiste em substituir a densidade dos grãos  $\rho$  na camada de saltação pela densidade de saturação  $\rho_s$  na equação 1.28, de maneira que a equação 1.27 é rescrita como:

$$\vec{u}_{eff} = \frac{u_{*t}}{\kappa} \left[ \ln \frac{z_1}{z_0^{sand}} + 2 \left[ \sqrt{1 + \frac{z_1}{z_m} \left( \frac{u_*^2}{u_{*t}^2} - 1 \right)} - 1 \right] \right] \frac{\vec{u}_*}{|\vec{u}_*|}. \quad (1.38)$$

Esta aproximação está baseada no fato de que, para aplicações geomorfológicas, o fluxo de areia em todos os locais é considerado como próximo do fluxo saturado, exceto em locais posteriores à crista das dunas e nos lugares de transição chão/areia. A aproximação é válida apenas quando a velocidade de cisalhamento  $u_*$  não é muito maior que a velocidade de cisalhamento limiar  $u_{*t}$  e resulta em pequenas diferenças desprezíveis (Sauermaun *et al.*, 2001).

A partir da resolução numérica da equação 1.37, juntamente com o uso da equação 1.38, é possível determinar a *velocidade média dos grãos no equilíbrio*,  $\vec{v}_s$ , que quando multiplicada pela densidade  $\rho$  nos dá o *fluxo de areia*:

$$\vec{q} = \rho \vec{v}_s, \quad (1.39)$$

e quando multiplicada pela densidade saturada de grãos na camada de saltação,  $\rho_s$  nos dá o *fluxo saturado de areia*  $q_s$  no estado estacionário:

$$\vec{q}_s = \rho_s \vec{v}_s = \frac{2\alpha |\vec{v}_s|}{g} (\tau - \tau_t) = \frac{2\alpha |\vec{v}_s|}{g} \rho_{fluid} u_{*t}^2 \left[ \left( \frac{u_*}{u_{*t}} \right)^2 - 1 \right]. \quad (1.40)$$

Com esse resultado a equação 1.34 passa a ser rescrita da seguinte forma:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{q} = \frac{|\vec{q}|}{\ell_s} \left( 1 - \frac{|\vec{q}|}{q_s} \right). \quad (1.41)$$

### 1.3.3 A evolução da superfície

A evolução da superfície de areia é calculada a partir do fluxo de areia  $\vec{q}(x, y)$  pelo uso da conservação de massa

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_{\text{sand}}} \vec{\nabla} \cdot \vec{q}, \quad (1.42)$$

onde  $\rho_{\text{sand}} = 1650 \text{ kg/m}^3$  é a densidade da areia imóvel, que leva em consideração os espaços vazios entre os grãos, isto é, é a densidade do leito de areia (Sauermaun *et al.*, 2001). A equação 1.42 implica que a erosão se dá onde o fluxo aumenta na direção do vento, e a deposição se dá onde o fluxo diminui. Dessa forma a cada passo se calcula uma nova superfície  $h(x, y, t)$  e nos lugares onde a inclinação local excede o ângulo de repouso da areia, que é de  $34^\circ$ , a superfície instável sofre uma acomodação que se dá por meio de deslizamentos na direção da descida mais íngreme. A escala de tempo em que ocorre os deslizamentos é muito menor que o tempo de migração das dunas, portanto eles são considerados instantâneos.

#### A Bolha de separação

Quando uma duna possui uma face de sotavento em que ocorrem deslizamentos de forma que é separada da face de barlavento por uma descontinuidade no perfil longitudinal da duna, denomina-se por crista de duna a linha que marca essa descontinuidade que separa as duas faces. A partir da crista da duna ocorre a separação do fluxo de ar, que é dividido em duas partes por linhas que conectam a crista de cada fatia longitudinal da duna ao chão no ponto de religamento. Essas linhas definem uma região abaixo delas denominada *bolha de separação*. Acima da bolha de separação o escoamento do ar permanece unidirecional e dentro dela o fluxo de ar é recirculante. Nos cálculos do modelo, o transporte eólico da areia é zero dentro da bolha de separação.

No modelo, após a obtenção da superfície ajustada pelas avalanches, são introduzidas as linhas de separação do fluxo aerodinâmico calculadas através um polinômio de terceiro grau. Os parâmetros do polinômio são oriundos de resultados obtidos em simulações numéricas e em testes de túnel de vento, descritos em detalhe por Kroy *et al.* (2002).

No modelo DUNE as dunas são divididas em fatias paralelas ao escoamento do ar, de forma que para cada fatia a linha de separação é calculada através de um polinômio de terceiro grau



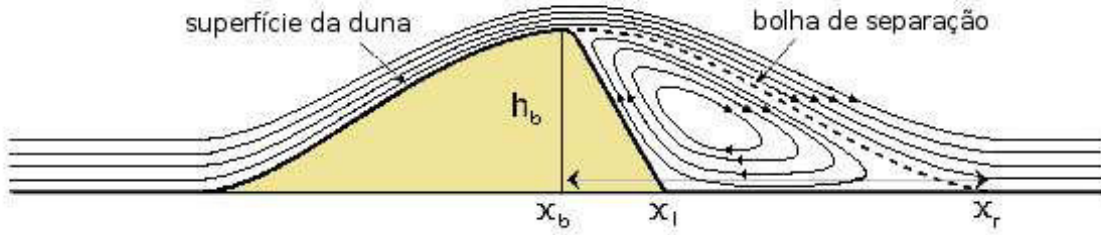


Figura 13: Ilustração de uma fatia central de duna onde as linhas contínuas representam o escoamento do ar. Na face de barlavento o escoamento do ar é laminar, e após a crista da duna, o fluxo de ar passa a ter dois regimes: um unidirecional e outro recirculante. No modelo a região do fluxo recirculante é envolvida por uma superfície denominada *bolha de separação* (linha tracejada), dentro da qual o transporte eólico de areia é zero.

do tipo:

$$s(x) = a_3x^3 + a_2x^2 + a_1x + a_0 \quad (1.43)$$

que irá conectar a crista da duna ao ponto de religamento obtido por Kroy *et al.*, (2002). Se tomarmos o referencial como a crista da duna temos na crista  $x = 0$ , e assim ficamos com  $s(0) = h_0$  e  $s'(0) = h'_0$  o que resulta em:

$$a_0 = h_0 \quad (1.44)$$

$$a_1 = h'_0. \quad (1.45)$$

Se definirmos a distância entre a crista e o ponto de religamento como sendo  $L_r$ , devemos ter  $s(L_r) = 0$  e  $s'(L_r) = 0$  de forma que, após fazermos algumas manipulações algébricas na equação 1.43, encontramos os coeficientes  $a_2$  e  $a_3$  dados pelas seguintes relações:

$$a_2 = \frac{-(3h_0 + 2h'_0L_r)}{L_r^2} \quad (1.46)$$

$$a_3 = \frac{2h_0 + h'_0L_r}{L_r^3}. \quad (1.47)$$

Para determinar o ponto de religamento considera-se que o escoamento acima da linha de separação deve cair suavemente, ou seja, nunca acima de uma inclinação maior que um determinado ângulo  $\theta_1$ . De maneira que a máxima inclinação da linha de separação ocorre quando  $x = x_t$ , de forma que  $s''(x_t) = 0$  o que resulta em  $x_t = -a_2/3a_3$ . Assim, temos  $s'(-a_2/3a_3) =$

$-\tan\theta_1 = -C$ , que permite chegar a seguinte expressão para  $L_r$ :

$$L_r = -3h_0 \frac{C - h'_0 - \sqrt{C(C + h'_0)}}{h'_0(h'_0 - 3C)} \approx \frac{3h_0}{2C} \left[ 1 + \frac{h'_0}{4C} + \frac{1}{8} \left( \frac{h'_0}{C} \right)^2 \right], \quad (1.48)$$

que é a aproximação de segunda ordem para  $L_r$ . No modelo  $C = 0.20 \approx \tan 11,5^\circ$ , que foi melhor valor encontrado por Durán e Herrmann (2006a) para fitar a forma de dunas barcanas no Marrocos.

Assim, as linhas da separação de fluxo aerodinâmico são introduzidas no lado da face onde ocorrem as avalanches nas dunas de forma a definir a região denominada por bolha da separação, dentro da qual o fluxo de ar e o fluxo da areia são igualados a zero.

### 1.3.4 O crescimento da vegetação

O principal efeito dinâmico que as plantas exercem sobre o campo de ventos é caracterizado pela força de arrasto determinada pela *densidade de área frontal* das plantas,  $\lambda$ . Além disso, define-se também a cobertura vegetal sobre a superfície de areia como sendo a *densidade de área basal* das plantas,  $\rho_v$ . Ambas as densidades estão indiretamente estimadas pelo número  $n_i$ , pela área frontal  $a_{fi}$  e pela área basal  $a_{bi}$ , de cada espécie  $i$  de plantas sobre uma área característica  $A$  da superfície de areia, de forma que temos:

$$\lambda = \frac{A_f}{A} = \frac{1}{A} \sum_i n_i a_{fi} \quad (1.49)$$

$$\rho_v = \frac{A_b}{A} = \frac{1}{A} \sum_i n_i a_{bi}. \quad (1.50)$$

As densidades  $\lambda$  e  $\rho_v$  são proporcionais entre si com uma razão constante  $\sigma \sim 1.5$  que apresenta uma pequena dispersão para diferentes tipos de plantas (Durán *et al.*, 2006). O modelo assume que a densidade  $\rho_v$  pode ser usada para caracterizar a interação entre as plantas e o campo de ventos. Dessa forma, as plantas desempenham importante função por modificarem o padrão de movimentação da areia. Como a vegetação causa uma desaceleração no vento, esta acaba assim por inibir a erosão da areia. Por outros aspectos a vegetação também é capaz de modificar a erosão do solo, já que reduz a evaporação da água do solo e pode capturar partículas de argila e silte suspensas no ar que formam uma crosta na superfície unindo os grãos de areia (Danin, 1978; Danin, 1987).

Por outro lado, a vegetação também é afetada pela movimentação de areia, já que podem ter suas raízes expostas pela erosão ou mesmo serem soterradas em lugares de elevada deposi-

ção. De maneira geral, as plantas podem até sobreviver à alguma deficiência de nutrientes, aos períodos de estiagem e até mesmo às altas temperaturas. Entretanto, a erosão do solo e a consequente exposição das raízes quase sempre leva as plantas à morte (Danin, 1991; Hesp, 1991; Bowers, 1982). Portanto, no modelo DUNE a erosão é o fator determinante do crescimento de vegetação em solo areno (Hesp, 1991; Bowers, 1982).

Em solos arenosos a precipitação anual e evapotranspiração média não são fatores determinantes para o desenvolvimento da vegetação, ao contrário do que ocorre em solos argilosos (Tsoar, 1990; Tsoar, 2005). Devido à granulometria da areia a água consegue atingir profundidades nas quais fica protegida da evaporação. Como resultado o crescimento da vegetação em solos arenosos está fortemente acoplado à evolução da superfície de areia, isto é, o desenvolvimento das plantas é controlado pela competição entre a redução do fluxo de areia pelas mesmas e a capacidade destas em sobreviver à erosão e à deposição da areia.

O crescimento da vegetação e o transporte de areia ocorrem em escalas de tempo diferentes. As mudanças no campo de ventos e no transporte por saltação ocorrem na escala temporal de segundos. Por outro lado, uma mudança significativa nas plantas ocorre numa escala de horas ou mesmo de dias. Com isso o modelo é simplificado quando desacopla os diferentes processos e usa separadamente soluções estacionárias para a tensão de cisalhamento na superfície  $\tau$  e para o fluxo resultante de areia  $q$ .

A diminuição local da tensão de cisalhamento do vento consiste no principal efeito dinâmico da vegetação sobre o campo de ventos, e conseqüentemente sobre o transporte de areia. A vegetação dessa forma atua como um elemento de rugosidade que absorve parte do momento transferido pelo vento. Como resultado, a tensão de cisalhamento na superfície  $\tau \equiv |\tau|$  pode ser dividida em duas componentes: a tensão que atua sobre a vegetação,  $\tau_v$ , e a tensão que atua sobre os grãos de areia,  $\tau_s$ . Segundo Raupach (1992) e Raupach *et al.* (1993), quando as plantas são aleatoriamente distribuídas e a área efetiva de influência para uma planta é proporcional à sua área frontal, pode-se assumir que a tensão absorvida  $\tau_v$  pelas plantas é proporcional à densidade de área frontal  $\lambda$  multiplicada pela tensão não-perturbada  $\tau_s$ . Portanto, a tensão  $\tau_s$  que atua nos grãos de areia é dada por:

$$\tau_s = \frac{\tau}{(1 - m\rho_v)(1 + m\beta\lambda)}, \quad (1.51)$$

onde  $\rho_v$  é a densidade de cobertura vegetal,  $\beta$  é o parâmetro que relaciona as plantas ao coeficiente de arrasto da superfície e  $\lambda = \rho/\lambda\sigma$ .  $\sigma_v$  é a relação entre a área basal da planta e sua área frontal. O termo  $(1 - m\rho_v)$  tem origem na relação entre areia e a área total. A constante  $m$  é um parâmetro do modelo que leva em conta a não-uniformidade da tensão de cisalhamento da

superfície (Raupach *et al.*, 1993; Wyatt e Nickling, 1997).

Por simplicidade, o modelo considera que as plantas crescem sem alterar sua forma, sendo sua altura efetiva proporcional a sua largura efetiva. A altura efetiva  $h_v$  da vegetação é uma característica apropriada para definir sua geometria e conseqüentemente a influência desta no transporte de areia, pois  $h_v$  está relacionada com a densidade de cobertura vegetal da seguinte maneira:

$$\rho_v = \left( \frac{h_v}{H_v} \right)^2, \quad (1.52)$$

onde  $H_v$  é a altura máxima atingida pela planta após um determinado tempo característico de crescimento  $T_v$  (Richards, 1959).

No modelo DUNE, na ausência de transporte de areia as plantas crescem livremente até atingirem a altura  $H_v$  no tempo característico  $T_v$  de forma que as plantas possuem uma taxa de crescimento absoluta máxima dada por:

$$V_v = \frac{H_v}{T_v} \quad (1.53)$$

fazendo com que a taxa de crescimento  $\partial h_v / \partial t$  seja modelada por uma versão simplificada da função de Richards (Richards, 1959), com uma taxa de crescimento absoluta  $V_v$  e um termo de saturação:  $dh_v/dt = V_v(1 - h_v/H_v)$ . A taxa de crescimento  $V_v$  é determinada por condições climáticas e locais, como a presença de água, salinidade, disponibilidade de nutrientes e outros fatores que podem acelerar ou inibir o crescimento de plantas (Danin, 1991; Hesp, 1991; Bowers, 1982). Sob a influência da movimentação de areia a mudança na superfície faz com que a vegetação leve determinado tempo para se adaptar. Essa influência é modelada com um atraso no crescimento das plantas. Dessa maneira, um termo é adicionado à equação anterior e o modelo tem a seguinte equação para o crescimento das plantas (Durán e Herrmann, 2006a),

$$\frac{dh_v}{dt} = V_v \left( 1 - \frac{h_v}{H_v} \right) - \left| \frac{\partial h}{\partial t} \right|. \quad (1.54)$$

Nos lugares onde a erosão ocorre, isto é quando  $\partial h / \partial t < 0$ , a taxa de crescimento das plantas é zero .

### 1.3.5 Os parâmetros do modelo

O modelo da saltação utiliza os seguintes parâmetros: a gravidade,  $g$ ; o diâmetro médio dos grãos,  $d$ ; a densidade dos grãos,  $\rho_{grain}$ ; a densidade do fluido,  $\rho_{fluid}$ ; o coeficiente de arrasto,  $C_d$ ; a rugosidade do leito de areia,  $z_0^{sand}$ ; a velocidade limiar de impacto  $u_{*t}$ ; a velocidade de cisalhamento do vento,  $u_*$ ; e a rugosidade aerodinâmica,  $z_0$ . Além também dos parâmetros

fenomenológicos: o coeficiente efetivo de restituição da interação entre o grão e o leito de areia,  $\alpha$ ; a altura média da saltação,  $z_m$ ; a altura de referência,  $z_1$ ; e a taxa de arrasto dos grãos em saltação,  $\tilde{\gamma}$ .

O modelo utiliza valores típicos encontrados na literatura (Owen, 1964; Pye e Tsoar, 1990; Anderson e Half, 1991):  $d = 250\mu\text{m}$ ,  $\rho_{grain} = 2650 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_{fluid} = 1,225 \text{ kg/m}^3$  e  $u_{*t} \approx 0,25 \text{ m/s}$  com  $z_0 = 1,0 \text{ mm}$ . Sauermann *et al.* (2001) encontrou os seguintes valores para os demais parâmetros:  $\alpha = 0,35$ ,  $z_m = 0,04 \text{ m}$ ,  $z_1 = 0,005 \text{ m}$  fitando a equação 1.40 com dados de fluxos medidos em testes de túnel de vento realizados por White e Mounla (1991); e o valor  $\tilde{\gamma} = 0,2$  através de comparações com medidas de transiente de saturação e simulações microscópicas de saltação (Anderson e Half, 1991; McEwans and Willetts, 1991; Butterfield, 1993).

O coeficiente de arrasto  $C_d$  é calculado através da adaptação da fórmula de Jiménez e Madsen (2003) para a saltação dos grãos de maneira que o coeficiente de arrasto é escrito como:

$$C_d = \frac{4}{3} \left( A_d + \frac{B_d}{S} \right)^2, \quad (1.55)$$

onde

$$S = \frac{d}{4\nu} \sqrt{\frac{(s-1)gd}{2\alpha}} \quad (1.56)$$

é chamado de parâmetro fluido-sedimento,  $s = \rho_{grain}/\rho_{fluid}$ , e  $A_d$  e  $B_d$  são constantes que contém a informação da geometria dos grãos. Jiménez e Madsen (2003) sugerem que  $A_d = 0,95$  e  $B_d = 5,12$  para aplicações típicas quando a geometria dos grãos é desconhecida.

Para a vegetação são usados os seguintes valores para os parâmetros:  $\beta = 200$  (Wyatt e Nickling, 1997) para a relação entre as plantas e o coeficiente de arrasto da superfície, ;  $\sigma_v = 1,5$  (Durán and Herrmann, 2006a) para a relação entre a área basal e área frontal da planta, ; e  $m = 0,16$  (Wyatt e Nickling, 1997) para a constante do modelo.

## 2 OS CAMPOS DE DUNAS E A VEGETAÇÃO

No presente capítulo usamos o modelo DUNE para investigar a gênese e os primeiros estágios de desenvolvimento de campos costeiros de dunas na presença do crescimento da vegetação. O modelo é aplicado para calcular a evolução da areia transportada na mesma direção do vento para dentro de um terreno onde ocorre o crescimento da vegetação. Com isso obtemos diferentes morfologias para as dunas que dependem fundamentalmente da taxa de crescimento característica da vegetação e da velocidade de cisalhamento do vento. As dunas barcanas na presença da vegetação passam a ter parte de seu volume de areia fixado pelas plantas e assim e se transformam em dunas parabólicas (Durán *et al.*, 2006a). Para completarmos o entendimento dessa competição entre o transporte de areia e o crescimento da vegetação, realizamos nesta etapa um estudo no qual investigamos o desenvolvimento de dunas transversais na presença do crescimento de plantas. Em seguida realizamos um estudo detalhado do desenvolvimento de campos de dunas levando em consideração variações nos parâmetros relevantes: largura da praia, disponibilidade de sedimentos para serem transportados, intensidade do vento, bem como a velocidade de crescimento da vegetação e a altura máxima atingida pelas plantas.

### 2.1 A evolução de dunas transversais sob a influência do crescimento da vegetação

Nesta seção investigamos o comportamento de uma única duna transversal que se move na direção do vento em um campo, competindo com o crescimento das plantas. Em princípio temos uma duna transversal com altura  $H_0$  e comprimento  $L_0$ . Essa duna é obtida através de um morro de areia que apresenta um perfil gaussiano na direção em que sopra um vento com velocidade de cisalhamento  $u_*$  constante. Este morro é colocado no início de um campo onde não há entrada de sedimentos, isto é,  $q_{in} = 0$ , onde não há crescimento de vegetação. À medida

que o vento sopra e a areia é transportada, o morro abandona a forma gaussiana passando a ter a forma mostrada na figura 14. Essa forma é semelhante à fatia central de uma duna barcana sendo dividida em duas partes: a face de barlavento ("windward side") onde ocorre o transporte da areia por saltação e a face de sotavento ("lee side") onde a areia é movimentada através das avalanches. A linha que divide as duas faces recebe o nome de crista da duna.  $H$  é a altura medida na crista da duna e  $L$  é a distância horizontal entre o pé da duna na face de barlavento e a linha perpendicular que liga o chão à crista da duna.

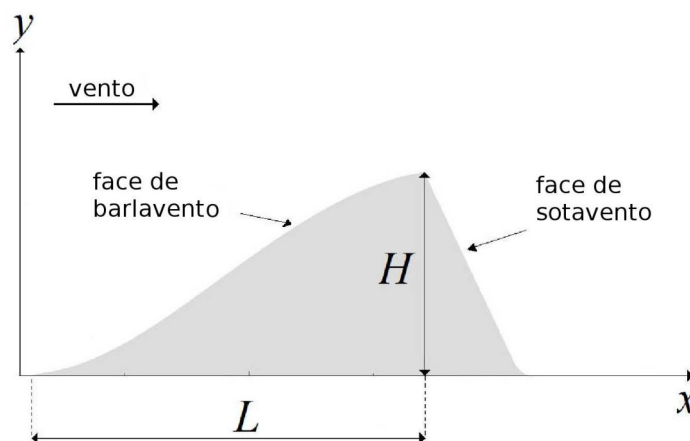


Figura 14: Perfil típico de uma duna transversal que também corresponde à fatia central de uma duna barcana. A duna transversal é dividida em duas partes, a face de barlavento ("windward side"), onde ocorre o transporte de areia por saltação, e a face de sotavento ("slip face"), onde a areia é movimentada através das avalanches. A linha que divide as duas faces recebe o nome de crista da duna.  $H$  é altura medida na crista da duna e  $L$  é a distância horizontal entre o pé da duna na face de barlavento e a crista da duna.

Com uma velocidade de cisalhamento de vento  $u_* = 0,38$  m/s e nenhuma entrada de areia obtivemos dunas transversais com aproximadamente as seguintes alturas  $H_0$ : 8, 20, 32, 45, e 57 m. Usamos essas dunas transversais como superfície inicial para as simulações, onde acionamos o crescimento da vegetação no campo. Como visto da seção 1.3.4 os parâmetros de crescimento da vegetação são:  $\sigma_{veg}$ ,  $H_v$  and  $T_v$ .  $\sigma_{veg}$  é razão entre a densidade de área basal e a densidade de área frontal da vegetação, quando tomamos  $\sigma_{veg} = 1,5$  (Durán *et al.*, 2007);  $H_v$  é a altura máxima atingida pelas plantas e  $T_v$  é o tempo necessário para que a vegetação alcance a altura limite. Em situações em que a vegetação pode crescer livremente a relação entre  $H_v$  e  $T_v$  define a taxa de crescimento característica da vegetação, isto é,  $V_v = H_v/T_v$ .

Nesta etapa do estudo, fizemos a taxa de crescimento da vegetação oscilar como função do tempo com uma frequência constante  $\omega = 1$  ano<sup>-1</sup>. Nas simulações reproduzimos situações típicas observadas em campos de duna como os campos encontrados no Nordeste do Brasil,

onde o clima é caracterizado por duas estações bem definidas, a estação chuvosa e a estação seca. Na estação chuvosa ocorre cerca de 93% da chuva anual, se estendendo de janeiro a julho, enquanto a estação seca se estende de agosto a dezembro (Parteli *et al.*, 2006; Jimenez *et al.*, 1999). Este padrão sazonal da chuva afeta o nível de água, e consequentemente a taxa de crescimento da vegetação  $V$  pode ser considerada proporcional à disponibilidade de água (Levin *et al.*, 2009). Dessa maneira, a taxa de crescimento da vegetação pode ser considerada uma função do tempo dada por  $V(t) = 0.5V_v[1 + \cos(2\pi\omega t)]$ , oscilando entre 0 e  $V_v$ .

### 2.1.1 Evolução de uma duna transversal na presença de vegetação

Primeiramente realizamos simulações para uma altura máxima de vegetação  $H_v = 1,0$  m e  $T_v = 8$  meses, que nos dá uma taxa característica de crescimento da vegetação  $V_v = 1,5$  m/ano. A figura 15 mostra, para diferentes alturas iniciais de dunas transversais  $H_0$ , como a altura da duna se comporta com o tempo à medida que esta se movimenta no campo na direção do vento sob a influência do crescimento sazonal de vegetação.

Observamos que para as condições utilizadas nas simulações existe uma altura característica de  $\approx 23$  m. Se a duna possuir altura inicial  $H_0$  maior que esse valor, ela perde areia para a vegetação até atingir a altura característica. Isto é, as plantas prendem e retiram areia da duna diminuindo a altura desta. A velocidade de uma duna é inversamente proporcional à sua altura, portanto a duna se torna cada vez mais rápida com a sua redução de tamanho. A duna perde cada vez menos areia à medida que a sua velocidade aumenta, até que seja atingido um estado de equilíbrio. Nesse estado, a vegetação é capaz de aprisionar somente uma quantidade de areia que é desprezível quando comparada ao volume total de areia da duna. Vemos que se a altura inicial  $H_0$  da duna é menor que 23 m, a altura da duna não sofre alteração e se mantém essencialmente invariável, como mostra o gráfico para as dunas com alturas  $H_0$  de 8 e 20 m.

A perda de massa para a vegetação dá origem a rastros que são denominados retrocordões, que são também observados em trabalhos de campo (Levin *et al.*, 2009). Esses rastros podem ser vistos na figura 16 que mostra diferentes quadros de tempo de uma simulação para uma duna transversal de altura  $H_0 = 32$  m. Nesse caso, podemos ver uma perda significativa de areia para a vegetação no início do campo. Em seguida esta perda é reduzida e podemos observar a formação dos retrocordões após a passagem da duna. A distância entre dois rastros sucessivos está relacionada à distância percorrida pela duna entre duas estações chuvosas (Jimenez *et al.*, 1999). Em nossas simulações a distância entre dois rastros sucessivos se mantém uniforme visto que a taxa de crescimento da vegetação  $V$  oscila com uma frequência constante. A existência das marcas de vegetação em campos reais serve como testemunho da alternância entre períodos



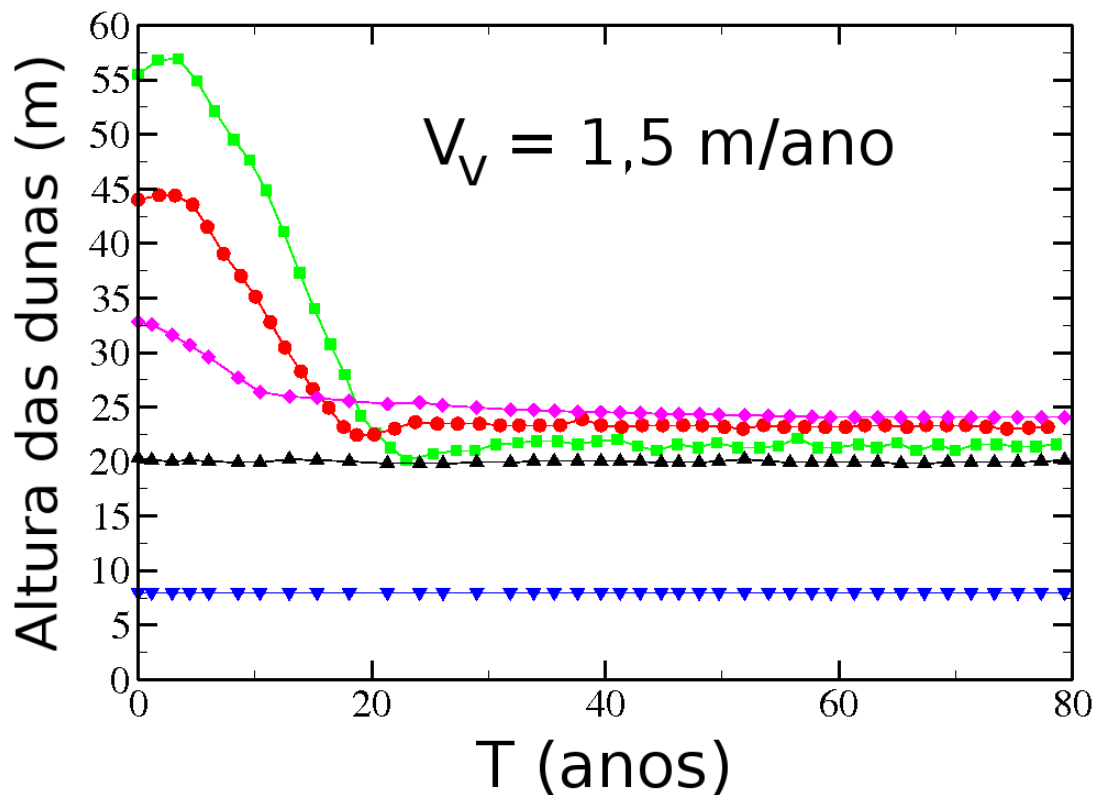


Figura 15: Altura das dunas transversais, como função do tempo, simuladas para uma taxa de crescimento da vegetação oscilante que possui um valor característico de  $V_v = 1,5$  m/ano. Diferentes alturas iniciais  $H_0$  são tomadas neste caso. Quando a duna é alta ela se move lentamente de forma que perde parte de sua massa para a vegetação e sua altura é reduzida até que um estado de equilíbrio seja alcançado. Neste estado, a quantidade de areia aprisionada pela vegetação passa a ser desprezível. Esse comportamento é observado para os casos em que  $H_0$  é 32, 44 e 56 m. Para  $H_0$  igual a 8 e 20 m temos os casos em que a altura inicial é menor que altura de equilíbrio. Nesses casos a variação na altura das dunas é desprezível.

de chuva e de seca (Levin *et al.*, 2009), auxiliando nos estudos climáticos da região. A figura 17 mostra em detalhe o retângulo pontilhado da figura 16 que contém os rastros de vegetação.

Como podemos ver no segundo quadro da figura 16, a areia aprisionada pela vegetação dá origem a um pequeno morro no início do campo. Quando a taxa de crescimento da vegetação é muito grande ( $V_v = 50$  m/ano), toda a areia da duna fica aprisionada no início do campo, isto é, a duna não se move.

Esses resultados são importantes porque em alguns casos o plantio de algumas espécies de plantas é usado no intuito de se estabilizar dunas de areia. Aqui encontramos que em lugares onde o crescimento de plantas apresenta certa sazonalidade a vegetação pode apenas reduzir o

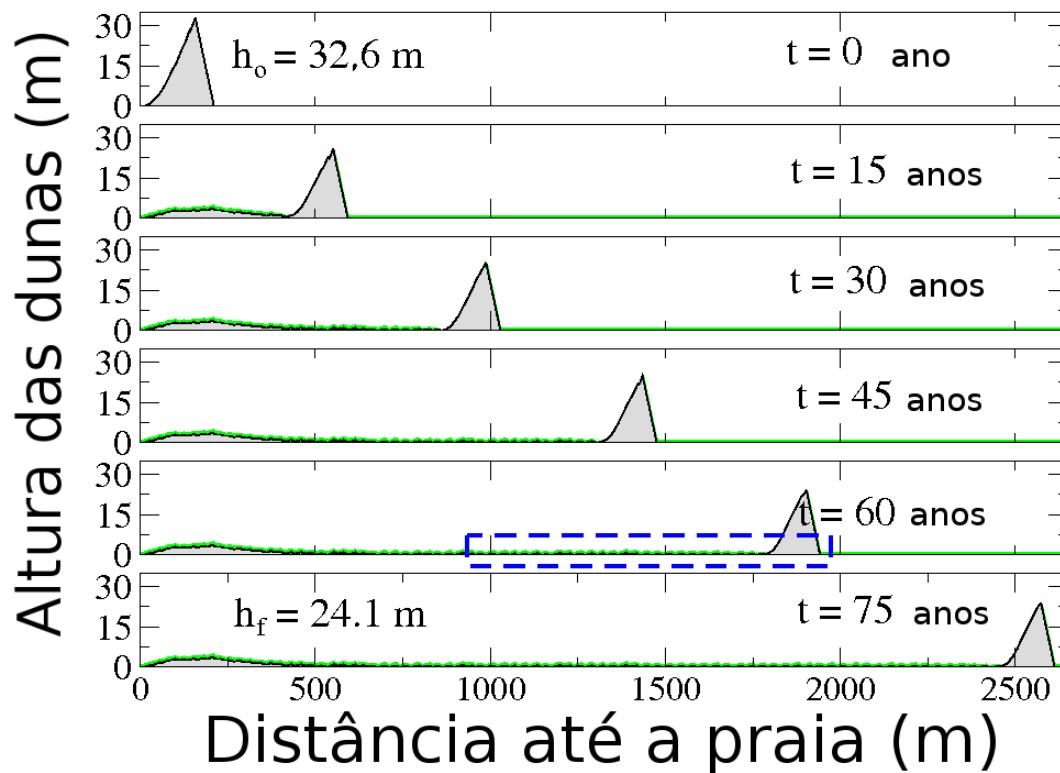


Figura 16: Simulação numérica da evolução temporal de uma duna transversal para  $V_v = 1,5$  m/ano com altura  $H_0 = 32,6$  m. De  $t = 0$  até  $t = 15$  anos podemos observar a formação de um morro de areia fixado pela vegetação. A redução na altura se torna cada vez menor, e os rastros de vegetação (ver figura 17) são formados na direção em que o vento sopra, isto é, da esquerda para a direita. A altura da duna diminui lentamente até o valor aproximado de 24 m.

tamanho das dunas, no caso de dunas transversais. Entretanto, a vegetação não pode levar a fixação total da duna para as taxas de crescimento utilizadas nas simulações. Isto contrasta com a situação de dunas barcanas, onde a vegetação consegue fixar as partes mais baixas da duna, as quais são mais protegidas da erosão e deposição (i.e. os braços), levando à transformação da duna em uma duna parabólica inativa (Durán e Herrmann, 2006). De fato, a transição de barcana para a forma de duna parabólica só pode ser observada em cálculos tridimensionais. Como mostrado em recente trabalho de Hesp e Martinez (2008), a vegetação coloniza inicialmente as partes laterais das dunas transversais e barcanas. De fato, rastros laterais deixados pelas dunas transversais são observados frequentemente onde as dunas transversais se movem na mesma direção do vento aparentemente não-perturbadas pela vegetação, enquanto a areia pertencente às laterais é aprisionada e fixada pelas plantas. Desse modo, os resultados de nossos cálculos bidi-

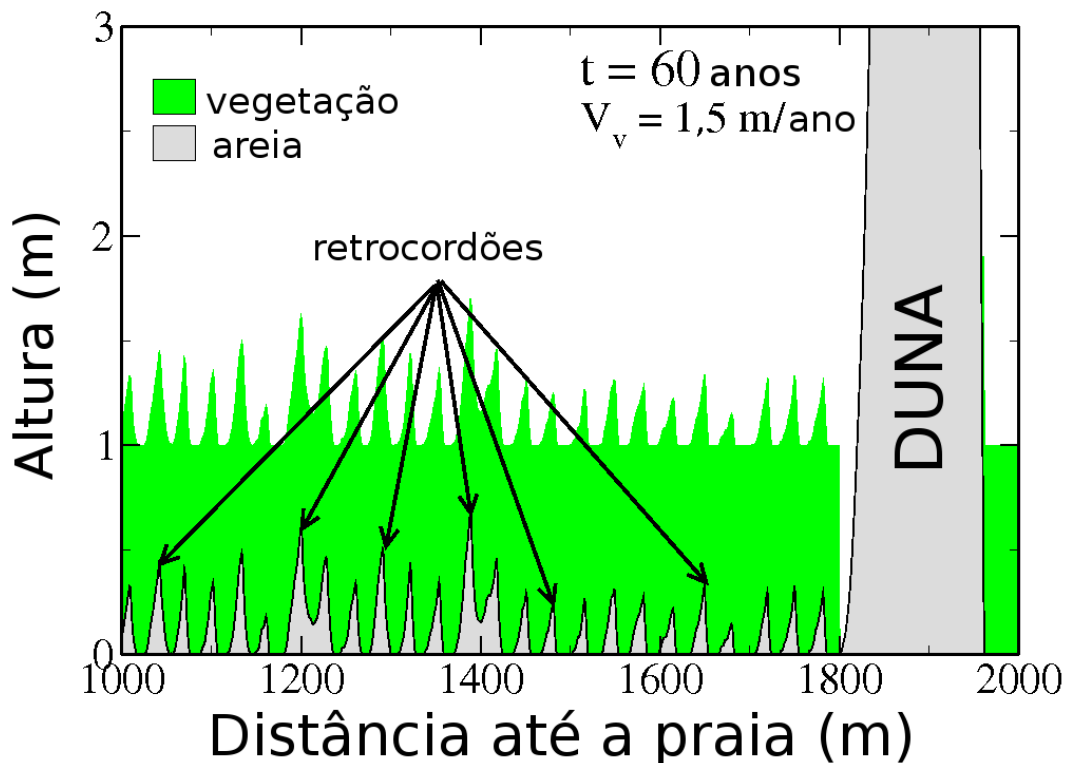


Figura 17: Marcas de vegetação deixadas pelo aprisionamento de areia pelas plantas. A figura mostra o detalhe ampliado da região selecionada pela caixa de linha pontilhada na figura 16. A distância entre duas marcas sucessivas não é alterada. Entretanto se tivéssemos diferenças entre os períodos de chuva e seca as distâncias poderiam ser diferentes.

mensionais aplicam-se às porções centrais das dunas transversais, distantes dos limites laterais das dunas.

A figura 18 mostra imagem de satélite de um campo de dunas transversais localizado ao sul de Florianópolis–SC. Podemos observar que as dunas transversais avançam sobre o continente na presença da vegetação, a qual é capaz de colonizar as laterais das dunas formando trilhos paralelos à direção de movimento das dunas, não impedindo, no entanto, o avanço das dunas na direção predominante do transporte de areia. Nesse caso, não observamos a presença de retrocordões, pois as dunas transversais sucessivas terminam por soterrar as marcas deixadas pela duna que se encontra à frente.



Figura 18: Imagem de satélite de um campo de dunas transversais localizado ao sul de Florianópolis–SC. Podemos observar que as dunas transversais avançam sobre o continente na presença da vegetação, a qual é capaz de colonizar as laterais das dunas, não impedindo, no entanto, o avanço das dunas na direção predominante do transporte de areia. Nesse caso, não observamos a presença de retrocordões, pois as dunas transversais sucessivas terminam por soterrar as marcas deixadas pela duna que se encontra à frente.

### Altura da duna em função da taxa de crescimento da vegetação

Nesta seção apresentamos os resultados de simulações realizadas para  $H_v = 1,0$  m e diferentes valores de  $T_v$  que foram ajustados para se obter os seguintes valores máximos para  $V_v$  (m/ano): 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 3,0 e 4,0. Como nas simulações anteriores, temos para esses casos  $u_* = 0,38$  m/s e  $q_{in} = 0$ .

Colocando uma duna transversal de altura  $H_0 = 45$  m para se movimentar através de um campo onde há o crescimento de plantas, vemos que a duna tem sua altura reduzida rapidamente. Após determinado transiente de tempo a duna atinge um valor aproximadamente constante, representado por  $H_f$ . Quanto maior for a taxa característica  $V_v$ , menor será a altura  $H_f$  atingida pela duna. A figura 19 mostra a altura final atingida pelas dunas para diferentes taxas de crescimento  $V_v$ . Como podemos ver no gráfico, quando a taxa é pequena ( $V_v = 0,5$  m/ano), o efeito do crescimento da vegetação é desprezível e a duna permanece com sua altura praticamente invariável, isto é  $H_0 \approx H_f$ . Por outro lado, à medida que a taxa de crescimento da vegetação aumenta, as perdas de massa também aumentam e assim a altura final da duna que se

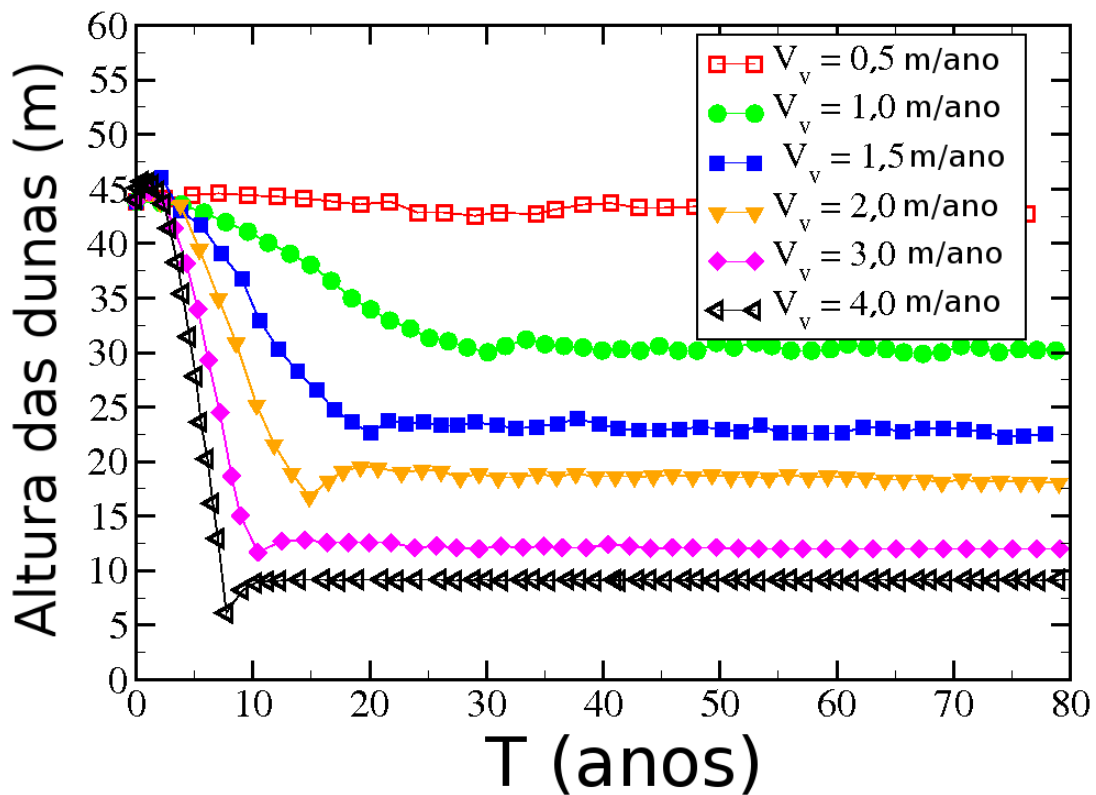


Figura 19: Dunas transversais simuladas com diferentes taxas de crescimento para a vegetação,  $V_v$ , para uma mesma duna de altura inicial  $H_0 = 45$  m. Quando a taxa é pequena o efeito da vegetação é quase desprezível como visto no caso em que  $V_v = 0,5$  m/ano. Quando a taxa  $V_v$  aumenta podemos ver que a altura final da duna diminui.

move pelo campo é cada vez menor.

Os resultados das simulações podem ser entendidos se notarmos que a vegetação cresce no pé da face de barlavento das dunas transversais. Dessa forma, quando a taxa de crescimento da vegetação aumenta, mais areia tende a ser aprisionada pelas plantas reduzindo o tamanho da duna móvel e fazendo com que a mesma se torne cada vez mais rápida, até que a remoção de areia pela vegetação se torne desprezível. Portanto, existe uma velocidade mínima de migração que a duna transversal deve possuir para ser capaz de escapar da influência das plantas. Como a velocidade da duna está relacionada com a altura da mesma, temos uma relação direta entre a taxa de crescimento característica da vegetação  $V_v$  e a altura máxima  $H_f$  que uma duna transversal pode ter, como mostrado na figura 19.

Como podemos observar na figura 20 a altura final da duna transversal diminui à medida que cresce a taxa de crescimento da vegetação. Conformalmente, a velocidade da duna aumenta

linearmente com a taxa de crescimento  $V_v$  da vegetação, como mostrado no detalhe da figura.

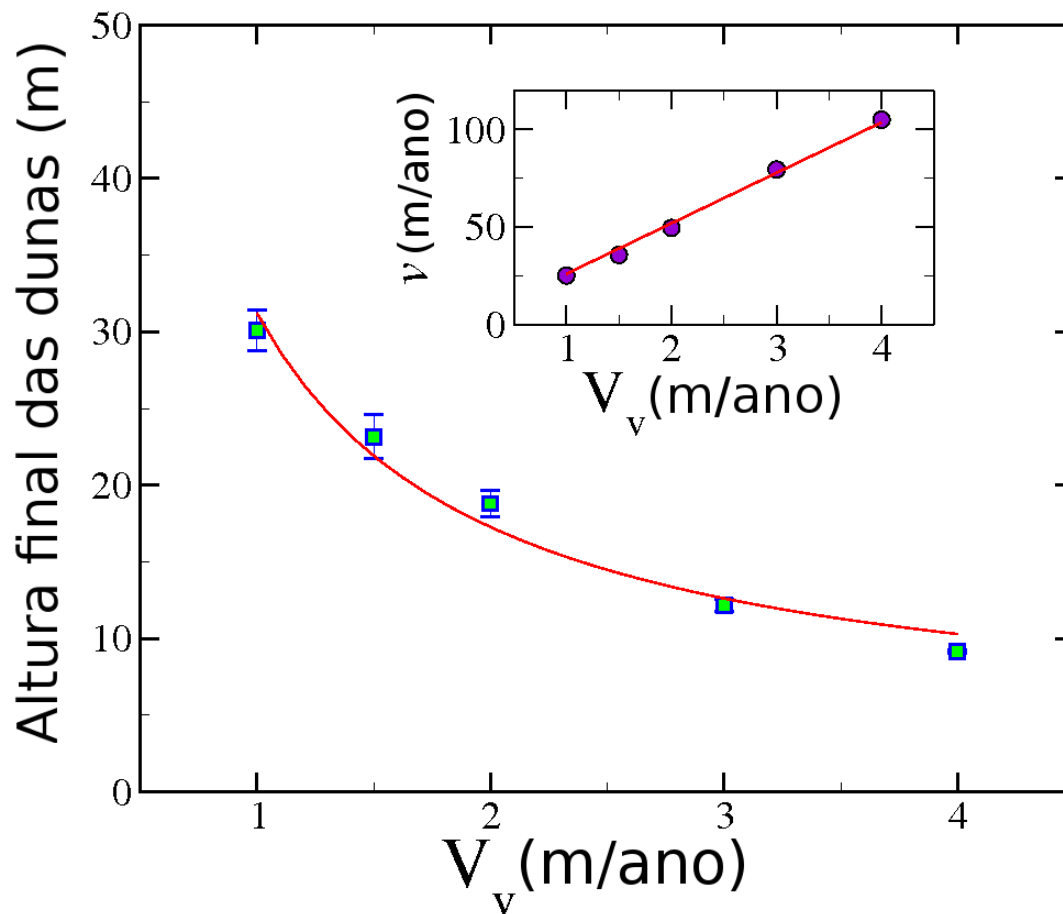


Figura 20: A altura  $H_f$  das dunas transversais encontradas na figura 19 como uma função da taxa de crescimento característica da vegetação  $V_v$ . Os símbolos correspondem aos dados da simulação. Como podemos ver as alturas finais diminuem à medida que cresce a taxa de crescimento característica  $V_v$ . A melhor aproximação para os resultados da simulação nos dá a seguinte equação:  $H_f = 3,31 + 27,90/V_v$ , representada pela linha contínua. No detalhe vemos os resultados das simulações (símbolos) para a velocidade final das dunas como uma função de  $V_v$ , a linha contínua representa a equação  $v = 25,91V_v$ , obtida através do ajuste dos dados simulados.

### Influência da altura máxima atingida pela vegetação

Nesta seção estudamos o efeito da altura máxima  $H_v$  atingida pelas plantas na evolução das dunas transversais. Para uma taxa de crescimento característica da vegetação de  $V_v = 1,5$  m/ano, realizamos simulações para diferentes valores de  $H_v$ . A velocidade de cisalhamento do vento foi novamente mantida em  $u_* = 0,38$  m/s com um fluxo de entrada de areia nulo  $q_{in} = 0$ , para uma duna transversal com altura inicial  $H_0$  de 45 m.

Encontramos nos resultados que para valores de  $H_v$  menores que 20 cm a duna transversal

inicial permanece praticamente inalterada, como podemos observar na figura 21. Para valores

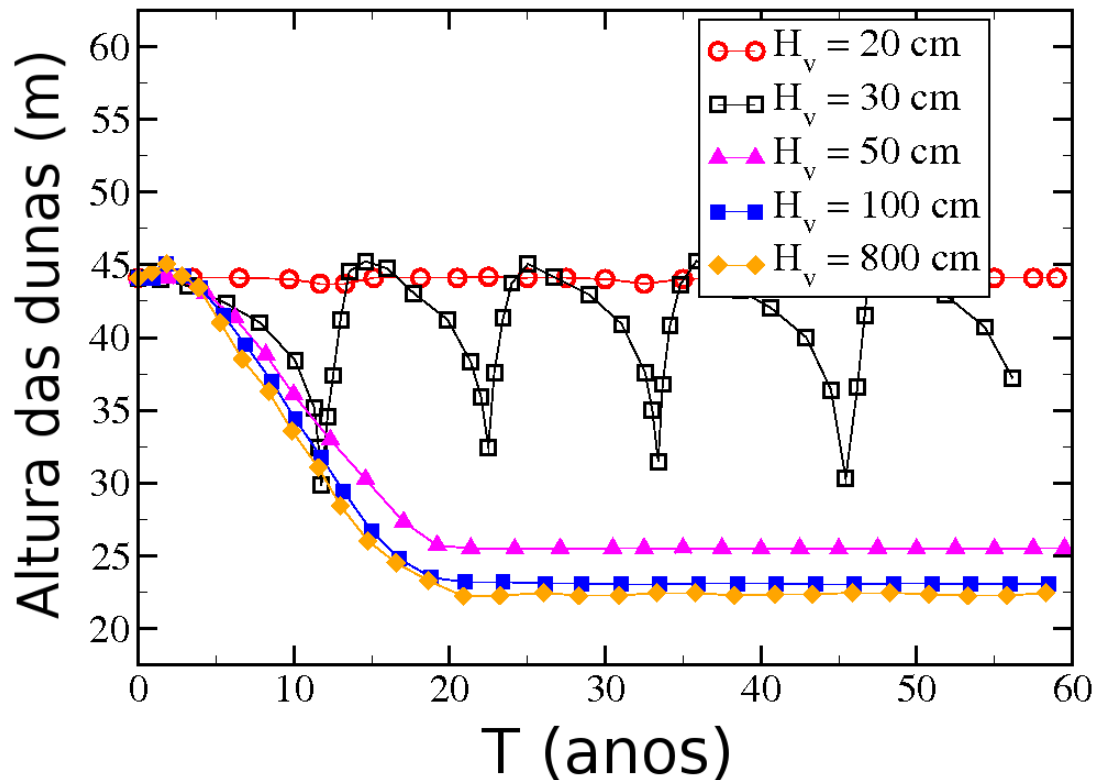


Figura 21: Dunas transversais simuladas na presença de diferentes alturas máximas atingidas pela vegetação,  $H_v$ , onde usamos uma taxa de crescimento oscilante cujo valor máximo foi de  $V_v = 1,5$  m/ano. Quando a altura máxima é menor que 20 cm o efeito da vegetação na duna é desprezível. A curva para  $H_v = 30$  cm mostra um comportamento periódico onde as plantas podem aprisionar temporariamente parte da areia como vemos na figura 22.

de  $H_v$  maiores que 40 cm a evolução possui o comportamento descrito na seção anterior, representado na figura 16). Também encontramos que para  $H_v$  maior que 40 cm, a altura final da duna é muito pouco dependente de  $H_v$ . Para valores intermediários de  $H_v$  entre 20 e 40 cm, observamos um comportamento periódico, no qual a altura da duna oscila entre 25 e 45 m como mostra a figura 21).

Os resultados da figura 21 podem ser entendidos com a ajuda das figuras 16 e 22. A duna transversal na figura 16, onde  $H_v = 1,0$  m, diminui em volume até atingir uma altura final, com a qual a duna passa a migrar. As simulações realizadas com  $H_v < 20$  cm resultam em dunas transversais que se mostram praticamente invariantes em suas alturas ao longo de sua evolução no campo já que nesse caso a vegetação não consegue desacelerar o vento suficientemente a fim

de reduzir o transporte de areia e permitir a fixação da areia. Na figura 22 vemos um exemplo de uma simulação no intervalo intermediário de altura entre  $20 \text{ cm} < H_v < 40 \text{ cm}$  mencionado no parágrafo anterior. Para tais valores de  $H_v$ , a duna transversal apresenta um comportamento

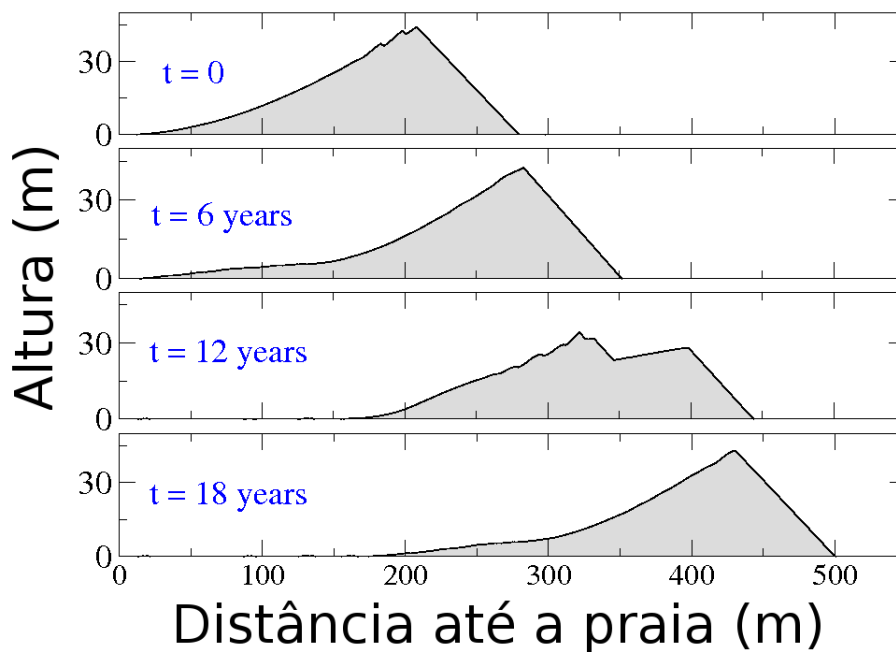


Figura 22: A evolução de uma duna transversal com altura inicial  $H_0$  de aproximadamente 44 m sob a influência de uma vegetação que atinge a altura máxima  $H_v = 30 \text{ cm}$ . Nesse caso, a vegetação pode fixar temporariamente a areia como vemos para  $t = 7,5$  e  $19,5$  anos, mas após certo tempo o vento consegue soprar a areia que foi aprisionada, a qual volta a fazer parte da duna transversal.

periódico. Contudo, as plantas tendem a aprisionar uma parte considerável de areia, mas a duna não atinge uma velocidade suficiente (i.e. uma altura que seja pequena o suficiente) para se desligar do morro fixado pela vegetação. Após um certo tempo o vento consegue soprar a areia aprisionada pela vegetação e volta a fazer parte da duna transversal que se move com menor velocidade. Esse fato pode ser compreendido através do aumento da tensão de cisalhamento no pé da face de barlavento da duna à medida que a altura da duna diminui. Essa dinâmica leva ao comportamento oscilante periódico da altura da duna como podemos observar na curva da figura 21 que corresponde ao exemplo da figura 22,  $H_v = 30 \text{ cm}$ .

Também investigamos a influência do crescimento da vegetação na relação  $H/L$  da duna.  $H$  é altura máxima da duna medida na crista da duna e  $L$  é definida como a distância horizontal entre o pé da duna na face de barlavento e a crista da duna. Simulações de dunas livres da



vegetação foram comparadas com os casos de taxas de crescimento constante de vegetação de 0,5 and 1,0 m/ano para diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  entre 0,32 m/s e 0,40 m/s. Nesse caso encontramos que a vegetação não altera a relação  $H/L$  das dunas transversais.

### Influência da frequência de oscilação da taxa de crescimento da vegetação

Nessa seção estudamos o efeito da frequência da oscilação  $\omega$  da taxa de crescimento da vegetação. Para  $H_v = 1,0$  m e uma taxa de crescimento característica  $V_v = 1,5$  m/ano, realizamos simulações para as seguintes frequências  $\omega$  ( $\text{ano}^{-1}$ ):  $3,15 \times 10^7$ , 1, 0,1, 0,013, 0,01 e  $10^{-8}$  que correspondem aos respectivos períodos de oscilação: 1 s, 1 ano, 10 anos, 75 anos, 100 e  $10^8$  anos. Para comparação também estudamos o caso em que a taxa de crescimento de vegetação  $V$  é constante.

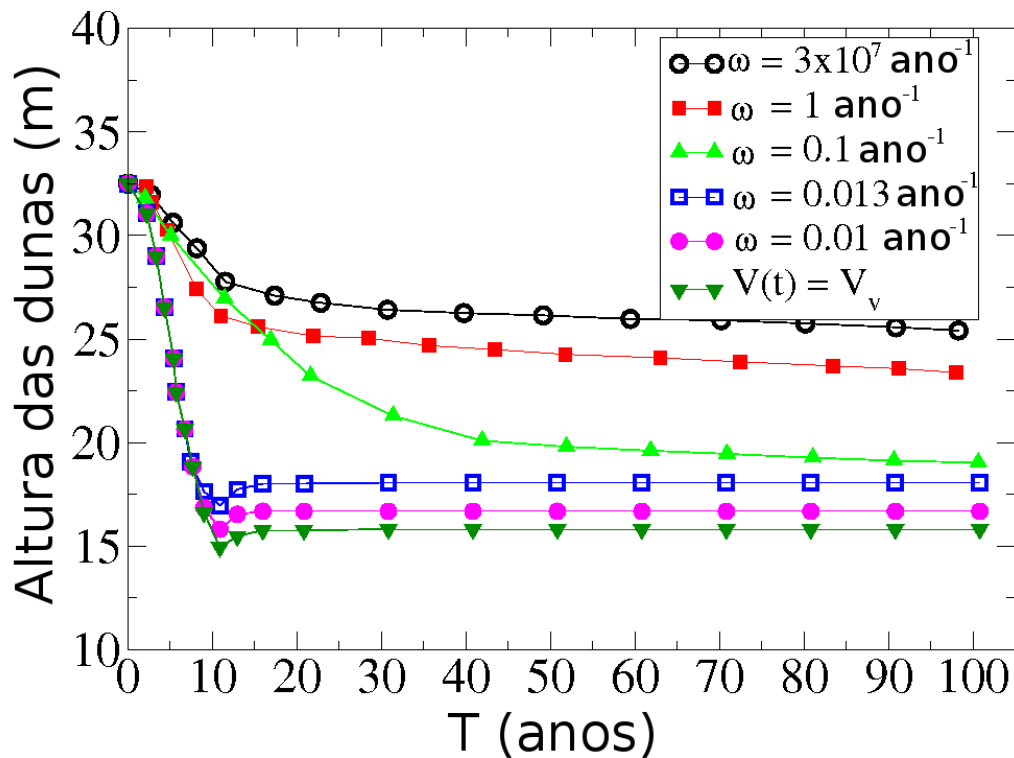


Figura 23: Evolução temporal da altura de dunas transversais simuladas para diferentes frequências de oscilação da taxa de crescimento da vegetação  $\omega$  ( $\text{ano}^{-1}$ ) =  $3,15 \times 10^7$ , 1, 0,1, 0,013, 0,01 e  $10^{-8}$ , que correspondem aos respectivos períodos de oscilação: 1 s, 1 ano, 10 anos, 75 anos, 100 anos e  $10^8$  anos. A simulação para uma taxa de crescimento constante também é mostrada para comparação.

A figura 23 mostra, para uma duna com altura inicial de 32,5 m, como a altura da duna evolui no tempo para diferentes frequências de oscilação da taxa de crescimento da vegetação. Vemos que para a taxa constante a altura da duna diminui e aproximadamente após 16 anos a duna atinge sua altura de equilíbrio. O mesmo comportamento é observado para valores de  $\omega$  que correspondem a períodos curtos de tempo; de fato a altura final da duna aumenta à medida que aumenta a frequência  $\omega$ . No gráfico principal da figura 24 mostramos as alturas das dunas após um período de aproximadamente 100 anos como função de  $\omega$ , e no detalhe do gráfico mostramos resultado semelhante para as velocidades das dunas.

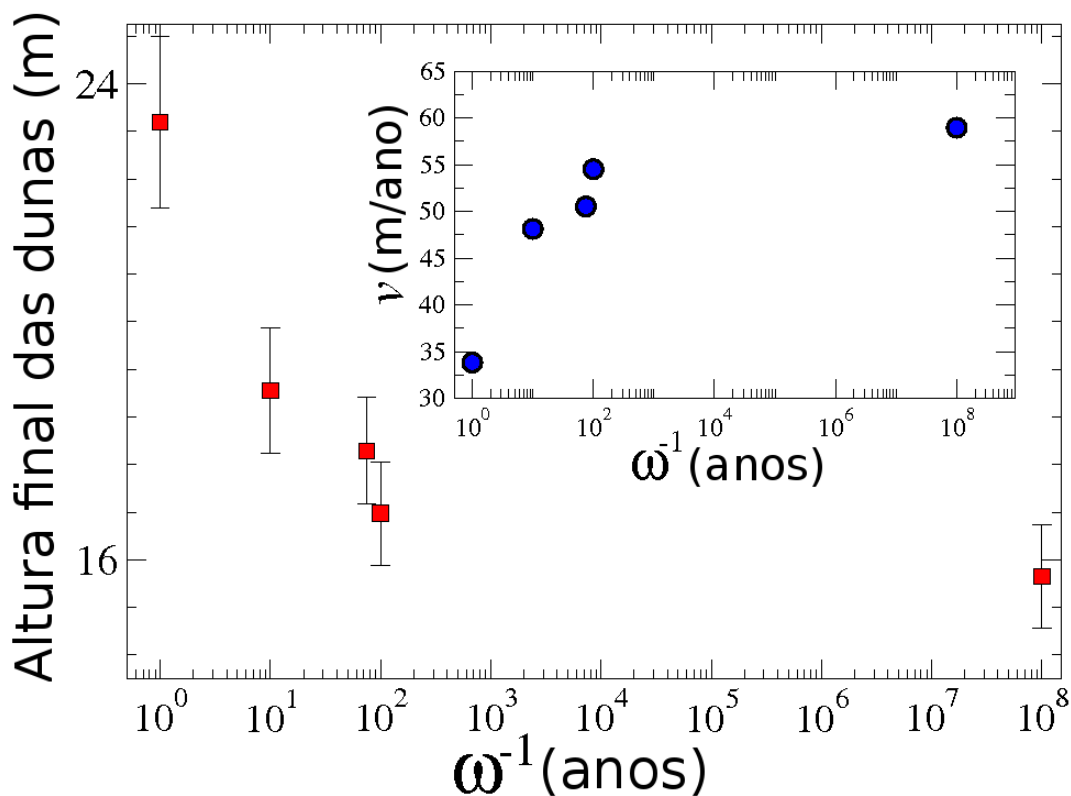


Figura 24: Altura da duna após um período de tempo aproximado de 100 anos como função da frequência de oscilação,  $\omega$ , da taxa de crescimento da vegetação. O detalhe no gráfico mostra os valores correspondentes da velocidade das dunas  $v$ .

Também comparamos o caso da taxa de crescimento constante com o caso em que a taxa possui uma oscilação periódica anual, onde a duna transversal inicial tinha altura de 45 m. O resultado é bastante similar ao mostrado na figura 17, entretanto a remoção de areia nos primeiros anos de simulação é mais forte quando a vegetação cresce a uma taxa constante fazendo com que a altura final alcançada pela duna móvel seja menor. Nesse caso temos uma

diferença em torno de 10 m entre as curvas com e sem oscilação, independentemente do valor da taxa de crescimento da vegetação. Isso pode ser visto na figura 25 onde plotamos a altura da duna para um tempo de aproximadamente de 100 anos, tanto para o caso onde a taxa de crescimento da vegetação oscila com a um período de 1 ano, quanto para o caso em que a vegetação cresce com taxa constante.

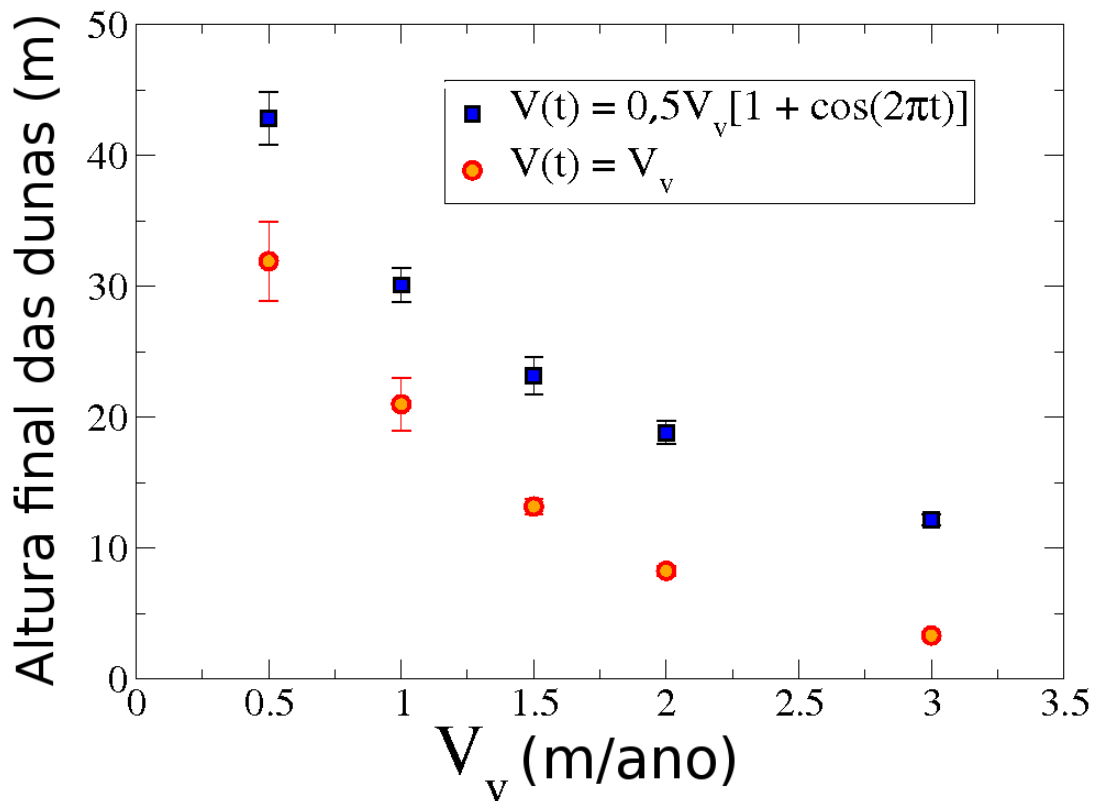


Figura 25: Altura da duna para um tempo de aproximadamente 100 anos como função da taxa característica de crescimento da vegetação  $V_v$ . Para os quadrados a frequência de oscilação da taxa de crescimento da vegetação corresponde a um período de 1 ano e para os círculos a vegetação cresce com uma taxa uniforme.

### A influência da velocidade do vento na altura das dunas onde cresce a vegetação

Estudamos nesta seção a influência da velocidade do vento na altura final das dunas que se movem na presença do crescimento da vegetação. Para  $H_v = 1,0$  m e diferentes taxas de crescimento da vegetação, realizamos simulações para as seguintes velocidades de cisalhamento

do vento:  $u_*$  (m/s): 0,36, 0,38, 0,40, 0,50, 0,60 e 0,80. Como o vento se torna mais forte, ele tem cada vez mais poder em erodir e carregar areia expondo assim as raízes das plantas e consequentemente matando-as. Se a taxa de erosão é suficientemente alta a vegetação não pode crescer e a duna está livre para se mover. Isso implica no fato da velocidade da duna  $v$  ser proporcional a  $V_v$  como mostrado na figura 26. Na figura, todas as curvas plotadas são ajustadas pela equação:

$$v = cV_v, \quad (2.1)$$

onde o coeficiente  $c$  diminui com  $u_*$  como mostrado no detalhe da figura 26.

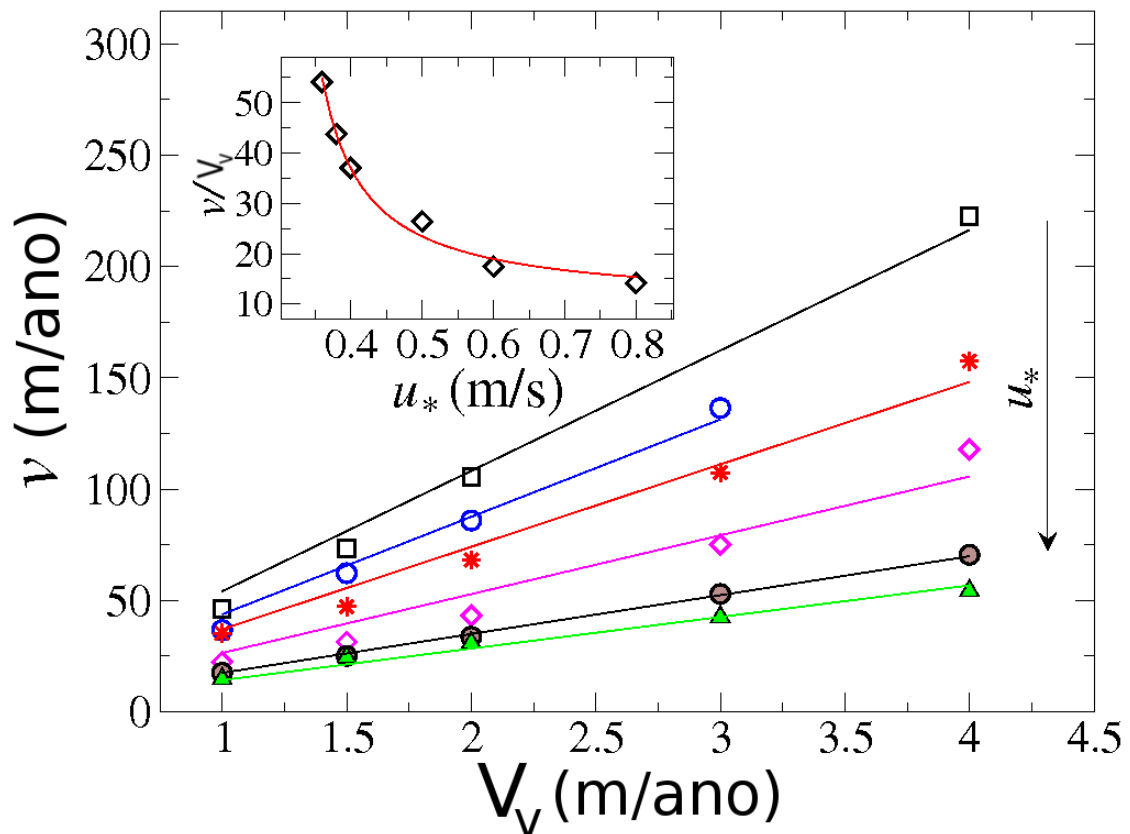


Figura 26: Velocidade da duna para diferentes taxas de crescimento da vegetação  $V_v$  para os seguintes valores de velocidade de cisalhamento do vento:  $u_*$  (m/s): 0,36 (quadrados), 0,38 (círculos vazios), 0,40 (asteriscos), 0,50 (losangos), 0,60 (círculos preenchidos) e 0,80 (triângulos). Todas as curvas plotadas são bem ajustadas pela equação  $v = cV_v$ . No detalhe do gráfico vemos os resultados das simulações (símbolos) para o coeficiente  $c = v/V_v$  como função de  $u_*$ , e a linha contínua representa a equação  $c = 2,69/(u_* - u_{*c}) + 9,98$ , onde  $u_{*c} = 0,30$  m/s, que é da ordem da velocidade de cisalhamento mínima para ocorrer a saltação.

Com um aumento na intensidade do vento, a capacidade de fixação das dunas pelas plantas é reduzida, conseqüentemente, as alturas finais das dunas são maiores para ventos mais fortes como podemos ver na figura 27.

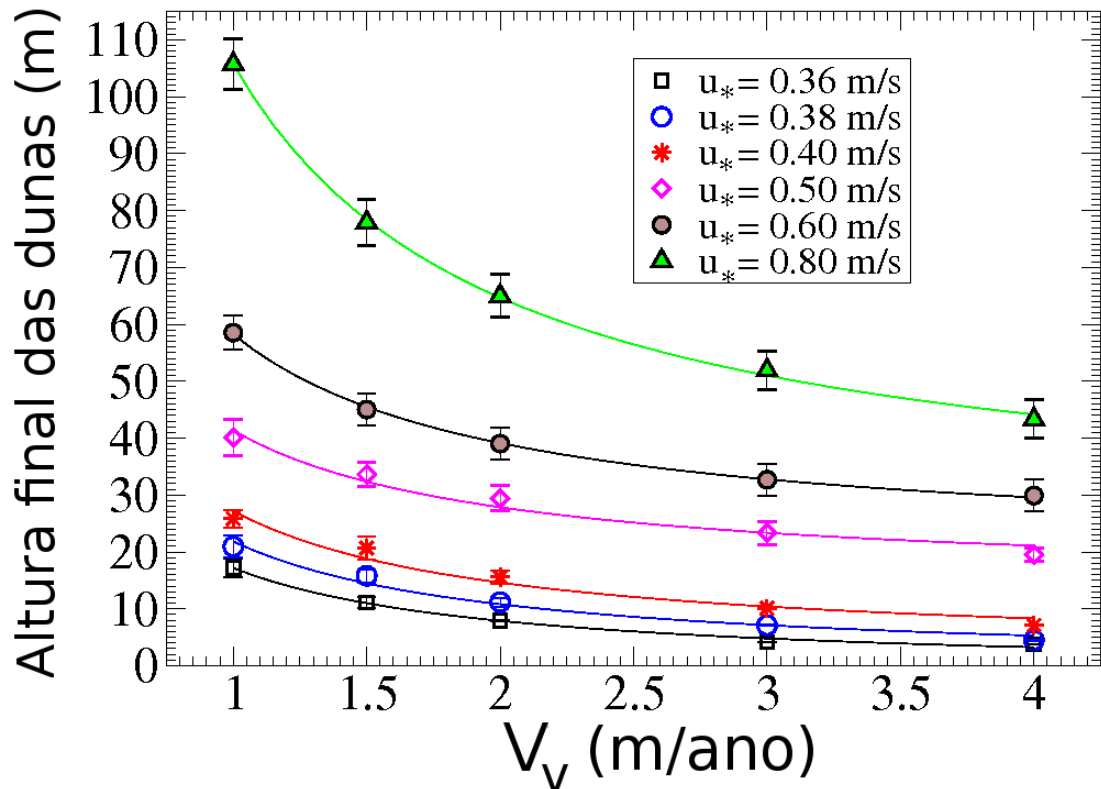


Figura 27: Altura final das dunas após aproximadamente 100 anos para diferentes valores da velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$  e diferentes taxas de crescimento da vegetação  $R$ . Todas as curvas plotadas são ajustadas pela equação  $H_f = A + B/V_v$ , onde  $A$  e  $B$  são funções de  $u_*$  (figura 28).

Na figura 27 todas as curvas plotadas são ajustadas pela equação:

$$H_f = A + \frac{B}{V_v}, \quad (2.2)$$

onde os coeficiente  $A$  e  $B$  aparentam crescer logaritmicamente e quadraticamente com  $u_*$ , respectivamente, como mostrado na figura 28.

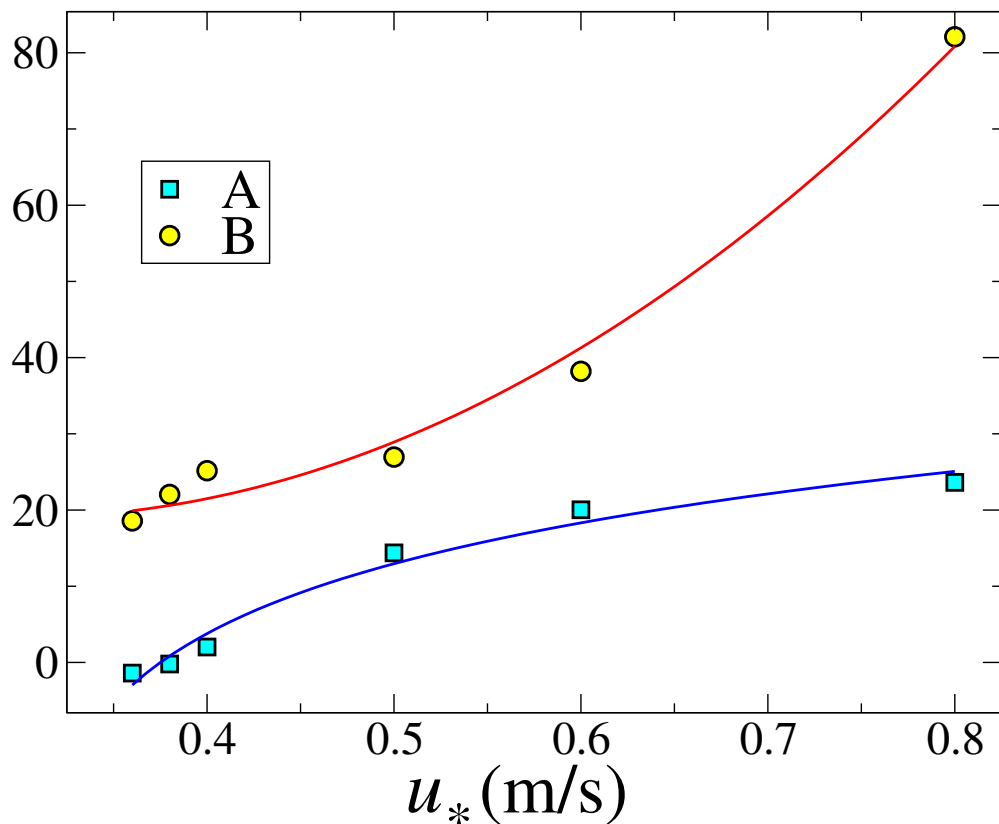


Figura 28: Os coeficientes  $A$  e  $B$  da eq. (2.2) como obtidos dos ajustes na figura 27 são identificados por quadrados e círculos, respectivamente. As linhas contínuas correspondem aos ajustes feitos aos dados:  $A = 13,22\ln(u_* - u_{*c}) + 34,23$ , e  $B = 247,32(u_* - u_{*c})^2 + 19,02$ , onde  $u_{*c} = 0,30$  m/s.

## 2.2 Gênese de dunas costeiras sob a influência do crescimento da vegetação

Diferentemente das simulações realizadas anteriormente para as dunas transversais, nesta seção realizamos simulações em três dimensões, que foram executadas com o uso de condições abertas de fronteira, na entrada e na saída do campo. Na entrada do campo temos em todas as simulações um fluxo constante de areia,  $q_{in}$ . Um vento constante com velocidade de cisalhamento  $u_*$  sopra na direção positiva do eixo  $x$ . O campo de duna possui 512 m na direção transversal à direção do vento e 1024 m na direção paralela ao mesmo.

A superfície inicial utilizada nas simulações possui apenas um pequeno cordão de areia, o qual apresenta um perfil gaussiano na direção do vento e se estende de uma borda à outra na direção perpendicular ao eixo  $x$ , com altura de 1,5 m e comprimento de 80 m. Esse cordão de

areia está localizado na porção inicial do campo, e tem sua superfície alterada por pequenas flutuações aleatórias com amplitude máxima do tamanho do diâmetro do grão de areia,  $250 \times 10^{-6}$  m.

O desenvolvimento dos campos de duna foi estudado para diferentes valores de fluxo de entrada de areia  $q_{in}$ . Utilizamos desde um fluxo de entrada de areia muito pequeno, até um valor correspondente ao fluxo saturado  $q_s(u_*)$ , quando a entrada de areia no campo é dada pela capacidade máxima de areia transportada pelo vento utilizado, de maneira que não há erosão no início do campo. Também realizamos simulações para diferentes valores de velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$  entre 0,30 m/s e 0,70 m/s.

Como vimos na seção anterior os parâmetros do crescimento da vegetação são a altura máxima atingida pelas plantas ( $H_v$ ) e a velocidade de crescimento da vegetação dada por  $V_v = H_v/T_v$ , onde  $T_v$  é o tempo característico necessário para que as plantas atinjam a altura  $H_v$  (Durán e Herrmann, 2006a). As simulações foram realizadas para diferentes valores de  $H_v$  (cm): 20, 50, 100 e 800. Assim como diferentes valores da taxa de crescimento de vegetação foram investigados:  $V_v$  (m/ano) = 2, 12, 24 e 36. Também estudamos o comportamento dos campos de dunas como uma função da distância  $\Delta L$ , medida desde o início do campo até determinado ponto onde se permite que a vegetação se desenvolva. Em campos reais, a distância  $\Delta L$  pode ser afetada por diferentes fatores como marés, salinidade da água, espécies invasoras e umidade do solo (Hesp, 2002). Foram realizadas simulações para diferentes valores de  $\Delta L$  entre 20 m e 100 m.

### 2.2.1 A influência do fluxo de entrada de areia e a vegetação

Inicialmente estudamos o desenvolvimento de um campo de dunas sem a presença da vegetação. Utilizamos um vento com velocidade de cisalhamento  $u_* = 0,38$  m/s, valor típico de vento para lugares onde se tem a presença de dunas costeiras (Tsoar *et al.*, 2009), enquanto que o fluxo de entrada de areia  $q_{in}$  foi variado.

Sabemos que quando um suave morro de areia é submetido a um vento unidirecional e a um fluxo não saturado de areia ele é instável e se transforma em uma duna que migra na mesma direção que o vento (Sauermann *et al.*, 2001; Kroy *et al.*, 2002; Andreotti *et al.*, 2002). De fato, para um fluxo fraco de entrada de areia,  $q_{in} \approx 0$ , a areia na praia desenvolve pequenas dunas com poucos decímetros de altura, as quais migram na direção do vento. Já que a entrada de areia no campo é desprezível quando comparada com as perdas, as pequenas dunas diminuem em volume até desaparecerem. Dessa maneira, a areia é completamente espalhada e não temos a formação de um campo de dunas.

Entretanto, um cenário diferente é obtido quando  $q_{in}/q_s = 1$ , como pode ser visto na figura 29. Quando o fluxo é saturado, a deposição de areia compensa a erosão que se dá no pé da duna, de tal maneira que o morro de areia não pode se desenvolver em duna migrante. Com o tempo pequenas dunas se desenvolvem e se desacoplam da barreira de areia formada no início do campo migrando posteriormente na direção do vento através do campo. Devido à forte entrada de areia, o tamanho das dunas cresce com a distância, à medida que elas se afastam da parte inicial do campo, como pode ser visto na figura 29 onde as dunas atingem cerca de 5 m de altura na porção final do campo. Portanto, se fluxo de entrada de areia é saturado as dunas vão emergir do cordão inicial e avançar na direção do vento, se tornando cada vez mais altas. Resultados similares são obtidos para diferentes  $u_* > u_{*t}$ , desde que haja um forte fluxo de areia, isto é,  $q_{in}/q_s \rightarrow 1$ .

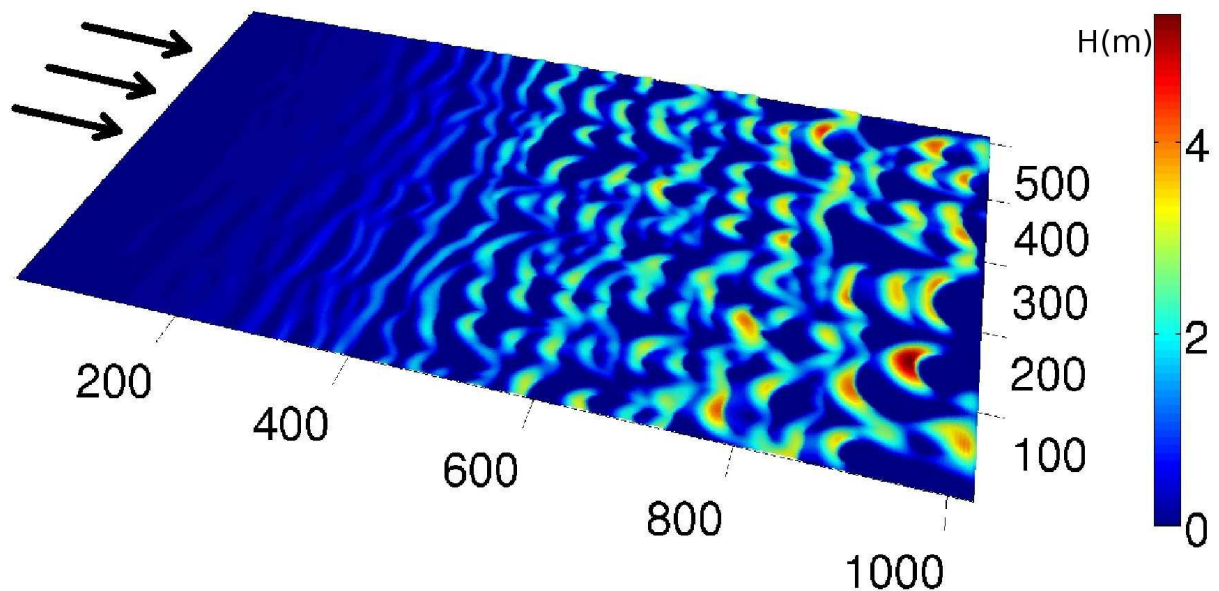


Figura 29: Simulação de um campo de dunas com fluxo de entrada de areia  $q_{in}/q_s = 1$ ,  $u_* = 0,38$  m/s, onde não há crescimento de vegetação. As setas indicam a direção na qual sopra o vento. As dunas surgem das instabilidades que se formam na praia de areia formada e migram na direção do vento. Nesse exemplo, a altura das dunas é próxima de 5 m a uma distância de 1 km da entrada do campo. Os eixos na figuras estão em unidades de metros

O crescimento de vegetação atua como um agente estabilizador para areia de dunas costeiras. A cobertura vegetal diminui a tensão de cisalhamento do ar e portanto aprisiona a areia levando assim a um processo de deposição local. Primeiramente as plantas crescem nos locais onde a erosão e a deposição de areia são fracas, isto é, nos terrenos ao redor das dunas, e no caso das barcanas, nos braços das dunas. O crescimento da vegetação inibe o transporte de areia pelo vento na praia, promovendo a deposição de areia na praia e conseqüentemente a formação de uma barreira de areia. Essa barreira de areia ou “duna frontal” (Hesp, 2002) aumenta



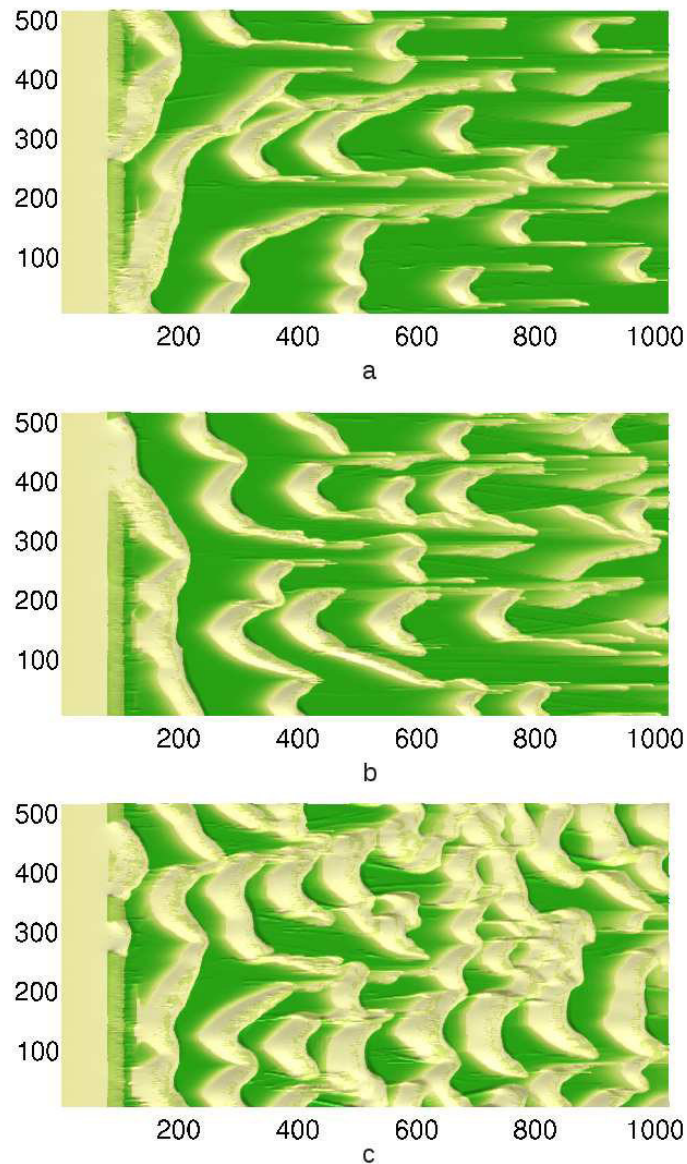


Figura 30: Formação de dunas na presença do crescimento de vegetação para diferentes valores do fluxo de entrada de areia:  $q_{in}/q_s = 0,05$  (a),  $0,20$  (b) e  $1,00$  (c). O vento sopra da esquerda para a direita e os eixos estão em unidades de metros. Em contraste com o campo onde não há vegetação da figura 29, nessas simulações as dunas deixam a praia já com alturas em torno de  $6 - 8$  m. Não é encontrada uma dependência significativa entre a altura média das dunas com a distância para o campo simulado com  $1$  km de comprimento. Os cálculos foram realizados com uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,38$  m/s, uma taxa de crescimento da vegetação  $V_v = 12$  m/ano e uma altura máxima  $H_v = 1,0$  m. O comprimento da faixa de areia onde não se permitiu o crescimento de vegetação é  $\Delta L = 80$  m.

em volume à medida que a areia entra no campo e é aprisionada pela vegetação. Uma vez que a barreira atinge um tamanho grande o suficiente algumas dunas passam a se desacoplar da barreira e migram na direção do vento, como mostrado na figura 30. Essa figura mostra as simulações realizadas para diferentes valores de fluxo de entrada relativo  $q_{in}/q_s$  para uma taxa

de crescimento constante  $V_v = 12$  m/ano e uma velocidade de cisalhamento  $u_* = 0,38$  m/s. É interessante notar que quando há o crescimento da vegetação, as dunas se desenvolvem mesmo para uma condição de fraca entrada de areia  $q_{in}/q_s = 0,05$  (Fig. 30a). Quando os valores de fluxo de entrada crescem, as dunas surgem a uma velocidade maior devido ao rápido acúmulo de areia na duna frontal como pode ser visto nas figuras 30b e 30c. As dunas apresentam em média a mesma altura característica (em torno de 6 – 8 m), independentemente do valor do fluxo de entrada de areia, como mostra a figura 31. Esse resultado contrasta com a situação de campos onde não há vegetação, onde as dunas surgem apenas em condições de alto fluxo de entrada de areia, e a altura da duna cresce à medida que se afasta do início do campo (c.f. Fig. 29). Em concordância com observações de campo (Kocurek *et al.*, 1992), as simulações mostram que a vegetação pode contribuir para a formação de dunas através da promoção de deposição e acúmulo de areia em áreas costeiras com baixo fluxo de entrada de areia.

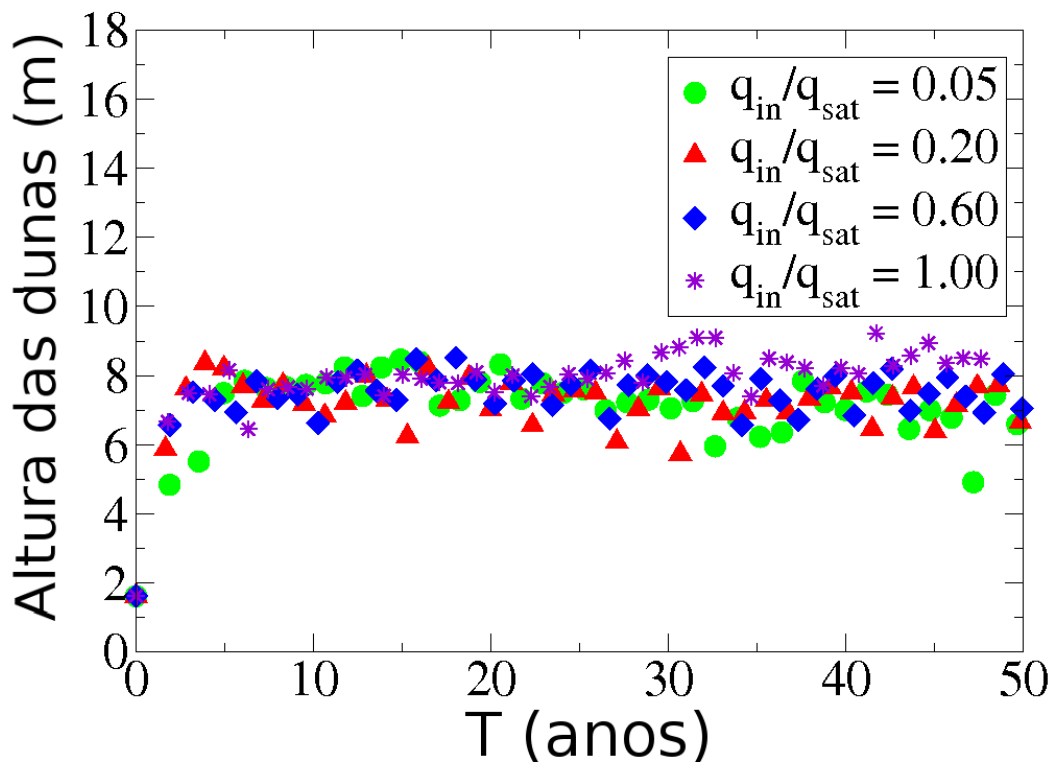


Figura 31: O gráfico mostra as alturas máximas atingidas pelas dunas em campos costeiros na presença do crescimento da vegetação da figura 30 como função do tempo, para diferentes valores do fluxo de entrada de areia  $q_{in}/q_s$ : 0,05, 0,20, 0,60 e 1,00. Observa-se que a altura máxima das dunas pode ser considerada como independente do valor de fluxo de entrada de areia.

### 2.2.2 A influência da largura da praia na morfologia de campos de dunas com vegetação

A largura da praia livre do crescimento da vegetação,  $\Delta L$ , desempenha um papel importante para o fornecimento de areia e conseqüentemente na formação de dunas (Davidson-Arnott e Pyskir, 1988; Nordstrom *et al.*, 1990). Quanto mais larga a faixa de areia livre de vegetação, maior o acúmulo de areia ao longo da costa, mais forte o crescimento da duna frontal, e maior o fluxo de areia transportada da praia para o continente. A figura 32 mostra as simulações

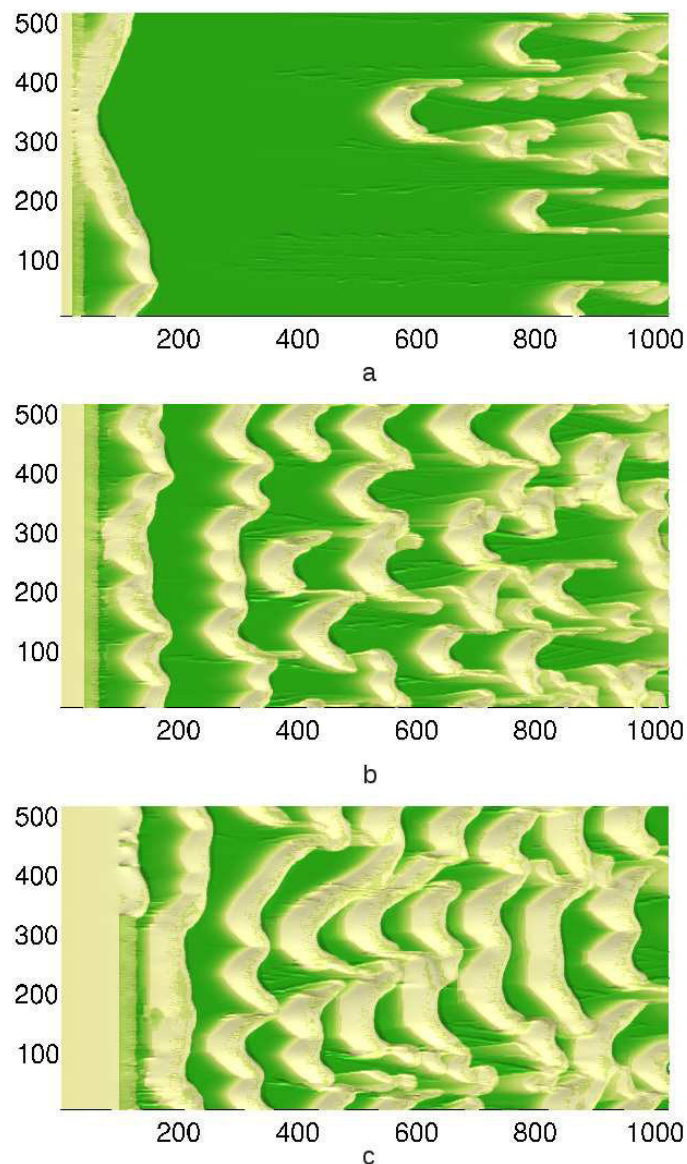


Figura 32: Dependência da morfologia do campo com a largura da faixa de areia livre do crescimento da vegetação, denominada  $\Delta L =$  (a) 20 m, (b) 40 m e (c) 100 m. O vento sopra da esquerda para a direita. As simulações foram realizadas para um fluxo de entrada de areia igual ao fluxo saturado,  $q_{in} = q_s$ ;  $V_v = 12$  m/ano,  $H_v = 1,0$  m e  $u_* = 0,38$  m/s.

realizadas para diferentes valores de  $\Delta L$  na condição de fluxo entrada de areia igual ao fluxo saturado de areia com o vento soprando com uma velocidade de cisalhamento  $u_* = 0,38$  m/s, para uma taxa de crescimento de vegetação  $V_v = 12$  m/ano e uma altura máxima das plantas  $H_v = 1,0$  m.

As dunas que se formam em uma praia onde a faixa livre de vegetação é  $\Delta L = 20$  m (c.f. Fig. 32a) apresentam uma altura média de 1 – 5 m. As dunas migram algumas centenas de metros na direção do vento formando trilhos de areia cobertos e fixados pela vegetação. Quando  $\Delta L$  aumenta, as dunas se formam mais rapidamente e a distância entre dunas sucessivas diminui, como pode ser visto das simulações com  $\Delta L = 40$  m e 100 m, respectivamente nas figuras 32a–c. A altura média das dunas que se formam na praia aumenta à medida que  $\Delta L$  cresce como pode ser visto na figura 33. Para  $\Delta L = 100$  m, dunas barcanas com altura média de 8 m são a forma dominante no campo.

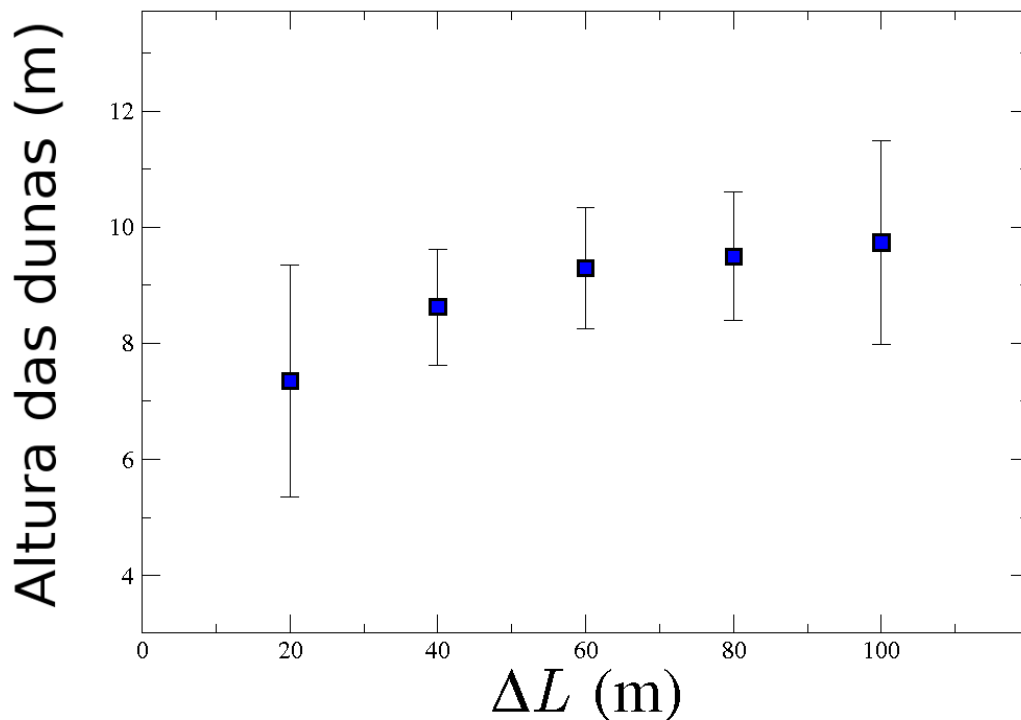


Figura 33: Altura máxima das dunas nos campos de dunas costeiras da figura 32 como uma função de  $\Delta L$ . A altura da duna aumenta com  $\Delta L$  devido à maior área de praia livre do crescimento de vegetação, onde mais areia pode se acumular.

### 2.2.3 Influência da altura máxima atingida pelas plantas

No modelo, a densidade local de vegetação  $\rho_v$  está relacionada como a altura local das plantas  $h_v$  através da equação (1.52), onde  $H_v$  é a altura máxima que as plantas podem atingir. A figura 34 mostra simulações realizadas com diferentes valores de  $H_v$ , com  $u_* = 0,38$  m/s,  $V_v = 12$  m/ano,  $\Delta L = 80$  m e o fluxo de entrada igual ao fluxo saturado de areia.

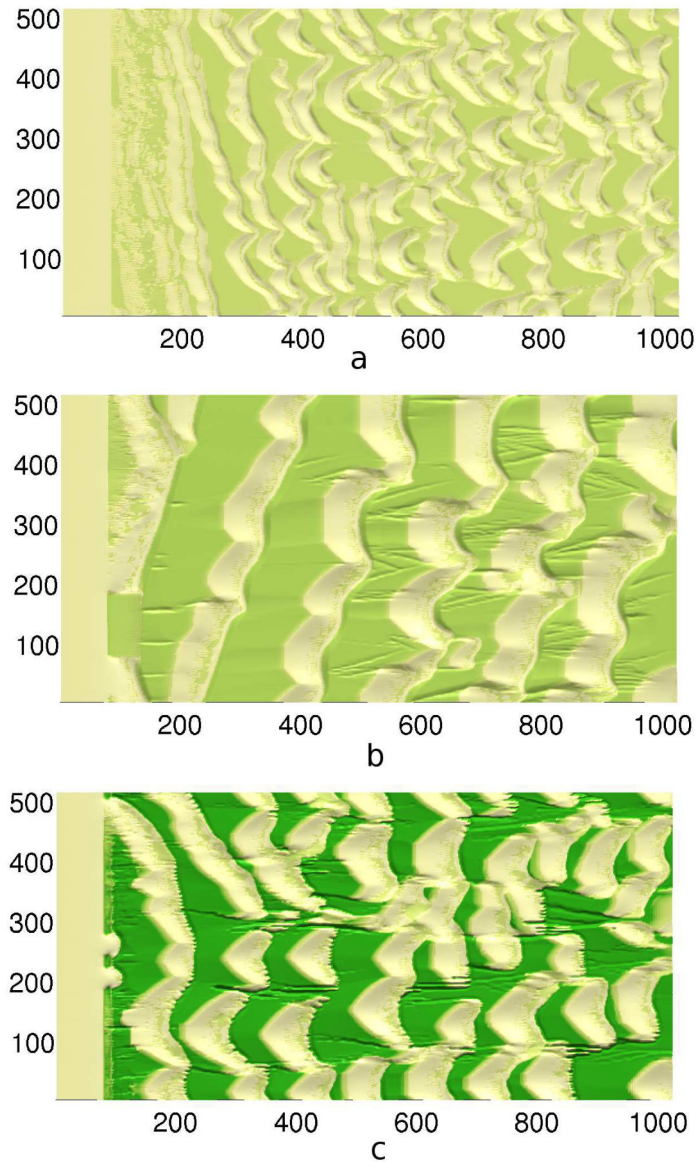


Figura 34: Resultados de simulações para diferentes valores da altura máxima atingida pela vegetação  $H_v$ : (a) 20 cm, (b) 50 cm e (c) 800 cm, com  $q_{in} = q_s$ ,  $V_v = 12$  m/s,  $\Delta L = 80$  m e  $u_* = 0.38$  m/s. O vento sopra da esquerda para a direita e os eixos estão em unidades de metros.

A morfologia de campos de dunas costeiras varia conforme  $H_v$  é alterado. Quando  $H_v$  — que de fato está relacionado com a máxima densidade de cobertura vegetal — é suficientemente

pequena (em torno de 20 cm), a quantidade de areia aprisionada pela vegetação na praia é pequena, e o comportamento das dunas no campo é semelhante ao do campo apresentado na figura 43: pequenas dunas com alturas da ordem de 2 m ou menos emergem da faixa inicial de praia e migram na direção do vento aumentando em tamanho à medida que se distanciam do início do campo como pode ser visto na figura 34a. Quando  $H_v$  aumenta, a eficiência da vegetação em desacelerar o vento e consequentemente aprisionar areia também aumenta. Este comportamento pode ser entendido através da equação 1.54, onde se tem que a taxa de crescimento da vegetação  $dh_v/dt$  é maior quanto maior for a altura máxima  $H_v$  atingida pelas plantas quando comparada com  $h_v$ . Para  $H_v = 50$  cm, as dunas se formam no início do campo com altura média em torno de 6 m e migram para dentro do continente, deixando em algumas partes trilhos de areia cobertos e fixados pela vegetação, conforme se observa na figura 34b. Para  $H_v = 8$  m a altura média das dunas que se forma no início do campo fica em torno de 7 – 10 m (ver figura 34c).

#### 2.2.4 A influência da taxa crescimento das plantas e a velocidade do vento

Como mostrado por Durán e Herrmann (2006a), a transformação de uma duna barcana de volume  $V$  em uma duna parabólica é controlada pelo valor do índice de fixação dado por:

$$\Theta = Q_s V^{-1/3} V_v^{-1}, \quad (2.3)$$

onde  $Q_s(u_*) = q_s/\rho_{\text{sand}}$  é o fluxo saturado de areia. A transição barcana-parabólica acontecerá se  $\Theta < \Theta_c$ , onde o valor limite  $\Theta_c$  está em torno de 0,5 (Durán e Herrmann, 2006a). Este valor foi confirmado por Reitz *et al.* (2010) através de observações realizadas no campo de dunas “White Sands” no Novo México, EUA. Dessa forma, a dinâmica de estabilização de uma barcana com um dado volume  $V$  depende fundamentalmente da velocidade de crescimento  $V_v$  da cobertura de vegetação e da velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$ .

A figura 35 mostra o comportamento de campos de dunas costeiras para diferentes taxas de crescimento da vegetação,  $V_v$ , para um valor constante de velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,38$  m/s e um fluxo saturado de areia na entrada do campo ( $q_{\text{in}} = q_s$ ). Observamos que, quando  $V_v$  é suficientemente pequena (em torno de  $V_v = 2$  m/ano, como se observa na figura 35a), as dunas barcanas de tamanho crescente com a distância do início do campo são obtidas como forma predominante no campo, num cenário que se assemelha com o obtido para o campo sem vegetação mostrado na figura 43. Nesse caso a altura das dunas que surgem da praia fica em torno de cerca 2 m. Para as barcanas com altura em torno de  $\sim 6$  m que migram para o continente, o valor correspondente do índice de fixação  $\Theta$  fica em torno de 3,5, assim as dunas

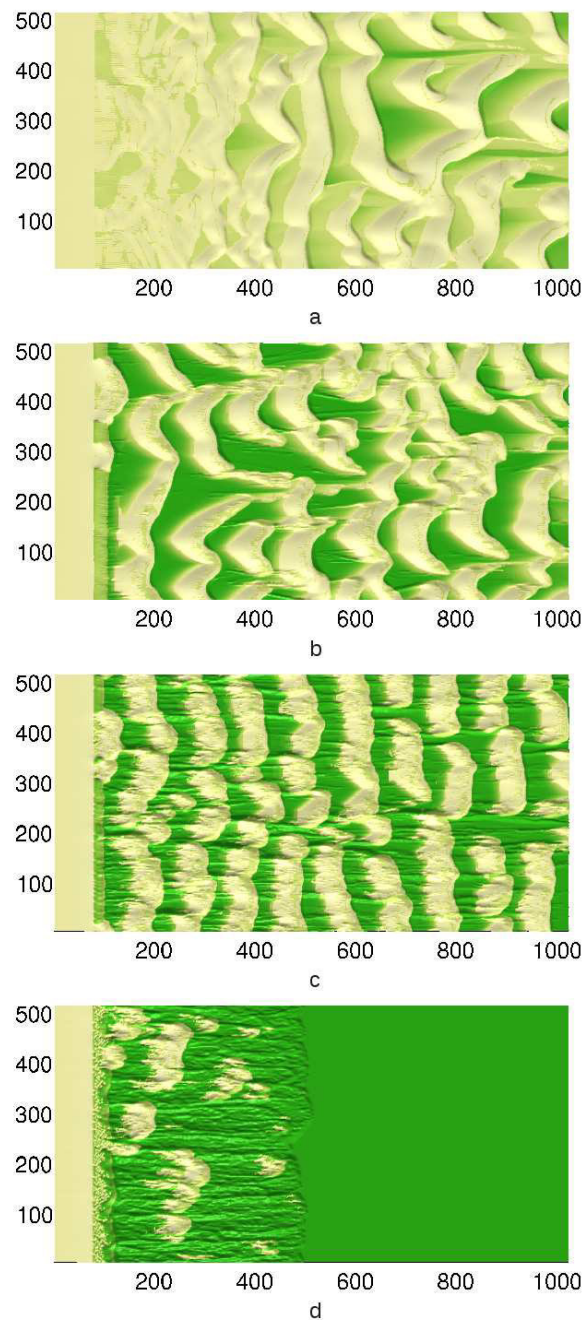


Figura 35: Campos de dunas resultantes para diferentes taxas de crescimento da vegetação,  $V_v$  (m/ano): (a) 2, (b) 12, (c) 24 e (d) 36, para uma velocidade de cisalhamento do vento constante  $u_* = 0,38$  m/s. O vento sopra da esquerda para a direita e os dois eixos estão em escalas de metros. As diferentes morfologias, barcanas, dunas crescentes com trilhos de areia fixada, dunas parabólicas e dunas frontais correspondem a valores de índice de fixação  $\Theta = 3, 5, 0, 47, 0, 16$  e  $0, 07$  (c.f. Eq. (2.3)), respectivamente de (a) para (d). As simulações foram realizadas para  $\Delta L = 80$  m,  $H_v = 1,0$  m e um fluxo de entrada de areia igual ao fluxo saturado.

parabólicas não são observadas no campo. Quando  $V_v$  aumenta para um valor de 12 m/ano, a barreira de vegetação formada na frente da praia se torna mais eficiente no aprisionamento e

fixação de areia, de maneira que a altura das dunas na praia passa a ser maior (em torno de 8 m). Nesse caso, ao índice de fixação  $\Theta \approx 0,47$  é obtido para as dunas que surgem no início do campo. Quando  $\Theta$  está próximo do valor crítico  $\Theta_c = 0,5$ , o tempo necessário para estabilização das dunas diverge (Durán e Herrmann, 2006a). As dunas na figura 35b migram na direção do vento com uma altura aproximadamente constante, embora alguns trilhos de areia fixada possam ser vistos. Quando  $V_v$  aumenta para 24 m/ano a altura das dunas emergentes também cresce (para aproximadamente 12 m), o que resulta em  $\Theta \approx 0,16$ . Nesse caso dunas parabólicas são obtidas, como se observa na figura 35c, e a altura destas diminui à medida que se distanciam da praia — a uma distância de 1 km da praia, a altura das dunas é de aproximadamente de 4 m.

Portanto, a dinâmica do campo resulta da relação entre dois diferentes processos relacionados à taxa de crescimento característica da  $V_v$  da cobertura vegetal. Por um lado, o índice de fixação  $\Theta$ , que determina a transição de uma duna barcana para uma duna parabólica (Durán and Herrmann, 2006a), se relaciona com  $1/V_v$  (de acordo com a equação (2.3)). Por outro lado, quanto mais alta é a taxa  $V_v$  maior é o tamanho das dunas que se formam na praia. Entretanto, devido à equação (2.3), um aumento no volume médio das dunas resulta novamente na diminuição do índice  $\Theta$ , portanto antecipando a transição barcana-parabólica. Uma consequência dramática da redução no tempo de estabilização com  $V_v$  é a formação de grandes dunas frontais cobertas por vegetação (Hesp 2002), como exemplifica a figura 35d. Para  $V_v = 36$  m/ano, aparecem dunas ao longo da praia com alturas entre 15 m e 20 m, que resultam em  $\Theta \approx 0,07$ . Nesse caso, a altura da barreira de vegetação cresce no tempo, e a frente de dunas parabólicas avançam lentamente para dentro do campo. É importante notar que o processo de formação das dunas frontais está em bom acordo com o modelo conceitual desenvolvido a partir de observações de trabalhos de campo realizados por Hesp (2002). Na figura 35d, o perfil longitudinal da duna aumenta agudamente na direção do vento, isto é, da praia para o continente, alcançando uma altura máxima de 25 m após aproximadamente 50 m da praia, tal como em exemplos reais de dunas frontais costeiras (Hesp, 2002).

Morfologias similares de campos são observadas quando se varia a velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$  para uma taxa constante  $V_v = 12$  m/ano, como se observa na figura 36. Para  $u_* = 0,70$  m/s, o transporte de areia se impõe sobre o crescimento das plantas e as dunas características presentes são as dunas barcanas, conforme se observa na figura 36a, com a altura das dunas crescendo à medida que aumenta a distância para a praia. Para  $u_* = 0,50$  m/s, como se vê na figura 36b dunas crescentes ainda são a morfologia dominante, entretanto, já se observa a presença de trilhos de areia fixados pela vegetação. Quando se diminui a velocidade do vento  $u_*$  para 0,38 m/s, as barcanas se transformam em dunas parabólicas, como podemos observar na figura 36c, e para valores de  $u_*$  suficientemente baixos, as dunas frontais cobertas por vegetação



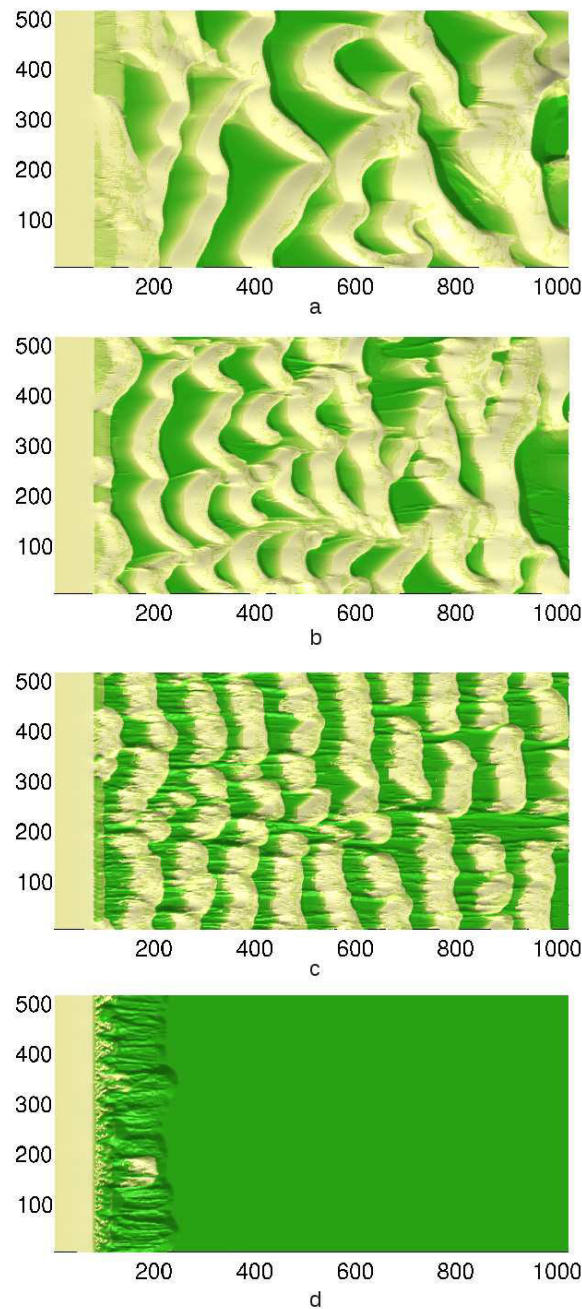


Figura 36: Campos de dunas resultantes para diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): (a) 0,70, (b) 0,50, (c) 0,38 and (d) 0,30. O vento sopra da esquerda para a direita e os dois eixos estão em unidades de metros. Dunas parabólicas e dunas frontais aparecem quando  $u_*$  diminui, já que quanto menor é  $u_*$ , menor será o índice de fixação  $\Theta$  (Eq. (2.3)). As simulações foram realizadas para  $V_v = 12$  m/ano,  $\Delta L = 80$  m,  $H_v = 1,0$  m e um fluxo de entrada no campo igual ao fluxo saturado de areia.

são obtidas, como mostra a figura 36d. De fato, a morfologia do campo é novamente controlada pelo índice de fixação  $\Theta$  (Eq. (2.3)), que se relaciona com o fluxo saturado, que por sua vez é uma função da velocidade de cisalhamento do vento.

## **2.3 Comparações entre as simulações e os campos reais**

A gênese de campos de dunas costeiras foi estudada através do modelo para o transporte de grãos por saltação e para a formação de dunas de areia levando-se em conta o crescimento da vegetação. A morfologia e a dinâmica das dunas que surgem da praia sob a influência de um vento unidirecional foram investigadas.

Os campos obtidos nas simulações reproduzem as diferentes morfologias dos campos de dunas costeiras observados na natureza: (i) barcanas sem a presença da vegetação e dunas transversais; (ii) barcanas com os trilhos de fixação pela vegetação principiantes; (iii) dunas parabólicas e (iv) barreiras ou dunas frontais ao longo da costa da areia ocupada por vegetação, respectivamente para a crescente taxa de desenvolvimento da cobertura da vegetação e para a diminuição na velocidade de cisalhamento do vento. Na figura 37 alguns resultados obtidos da simulações são comparados às imagens de campos reais de dunas litorâneas.

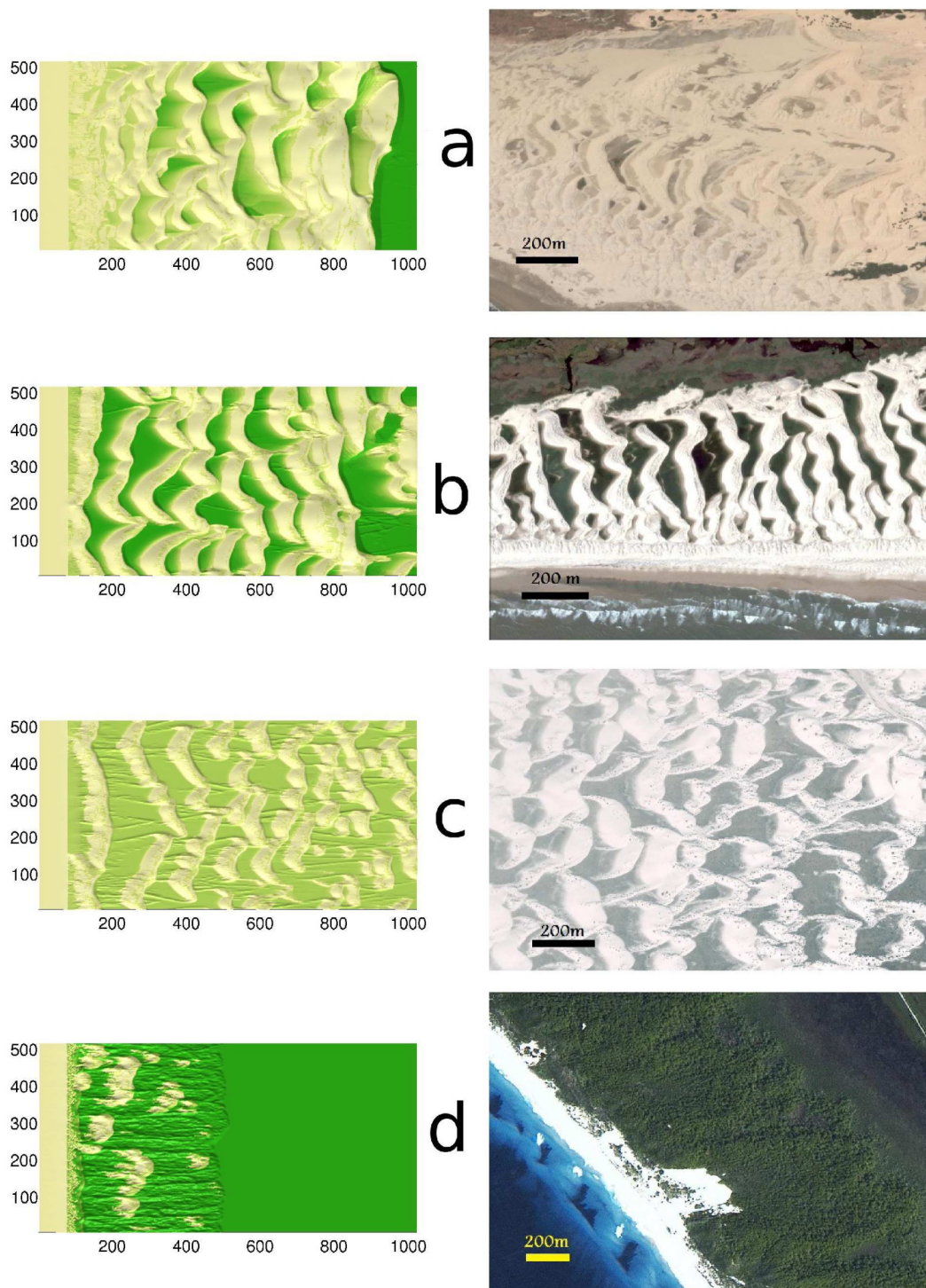


Figura 37: Na esquerda, mostramos os resultados das simulações para campos de dunas costeiras obtidos com (a)  $u_* = 0,38$  m/s,  $H_v = 100$  cm e  $V_v = 1$  m/ano; (b)  $u_* = 0,38$  m/s,  $H_v = 100$  cm e  $V_v = 12$  m/ano; (c)  $u_* = 0,38$  m/s,  $H_v = 50$  cm and  $V_v = 12$  m/ano, e (d)  $u_* = 0,38$  m/s,  $H_v = 100$  cm e  $V_v = 36$  m/ano. O vento sopra da esquerda para a direita e os eixos estão dados em metros. Todas as simulações foram realizadas com fluxo saturado de areia na entrada do campo para  $\Delta L = 80$  m. Na direita, temos imagens de campos reais de dunas, em (a) e (b) o campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, Nordeste do Brasil; (c) “White Sands” no Novo México, EUA e (d) dunas costeiras próximas a Broughton Islands, costa leste da Austrália.

### **3 GÊNESE DE CAMPOS DE DUNAS NA PRESENÇA DE UM NÍVEL DE ÁGUA**

Neste capítulo, usamos o modelo DUNE para investigar a gênese e o desenvolvimento de campos de dunas costeiras na presença de um nível de água dinâmico. Nessas simulações a água pode ficar exposta no campo afetando dessa forma a morfologia deste, pois nessa condição a areia não pode ser transportada pelo vento. Assim, buscamos um entendimento quantitativo da dinâmica de campos de dunas costeiras como função das condições climáticas locais, já que a dinâmica do nível de água está ligada ao regime de chuvas (Jimenez *et al.*, 1999; Levin *et al.*, 2009). Nesse intuito, complementamos o modelo com uma superfície de água dinâmica para obter e compreender a influência desta no desenvolvimento e na morfologia dos campos. Em seguida, fazemos algumas comparações dos resultados obtidos com o campo dos Lençóis Maranhenses. Este campo de dunas está localizado no Nordeste do Brasil, numa região onde a pluviosidade anual fica em torno de 2000 mm. A região se caracteriza pela forte presença da água através de lagoas de água doce que se formam durante a estação chuvosa, ocupando uma enorme área entre dunas barcanas, transversais e cadeias de dunas barcanóides. Estas são as formas de dunas predominantes nos Lençóis Maranhenses, que se estende por vários quilômetros de distância da costa em direção ao continente (Gonçalves *et al.*, 2003; Parteli *et al.*, 2006; Levin *et al.*, 2007).

#### **3.1 A água e o transporte de areia**

Tanto a intensidade e a direção do vento, quanto o nível de água, afetam o transporte eólico da areia. Tradicionalmente, índices de mobilidade das dunas são relacionados à precipitação, à evaporação e à intensidade do vento (Lancaster, 1997). Em um estudo que considera uma duna parabólica na Holanda, os autores verificaram que a atividade da duna foi fortemente influenciada pela precipitação, que diminuiu a migração da mesma (Arens *et al.*, 2004). Entretanto,

essa relação pode mudar para diferentes regiões. Por exemplo, em Israel não foi encontrada relação entre a precipitação e a mobilidade das dunas em campos de dunas costeiras estudados por Levin *et al.* (2006). De acordo com estudos de Fryberger (1979) e Tsoar (2005) o regime de vento é identificado como o fator físico principal na determinação da mobilidade das dunas. Nesse caso, os parâmetros do vento a serem levados em consideração são, tanto sua intensidade, como sua variação direcional.

As dunas de areia constituem em geral um solo inerte e impróprio para o desenvolvimento das plantas. De fato, a alta permeabilidade do solo, consequência da porosidade elevada, facilita o carreamento dos nutrientes necessários ao desenvolvimento das plantas (Tsoar, 1990). Adicionalmente, a pouca coesão dos grãos de areia resulta na fácil erosão do solo (Pye *et al.*, 1990). Os fatores descritos acima, na verdade, explicam porque a precipitação não é o fator decisivo na estabilização e mobilidade das dunas (Tsoar, 2005). A permeabilidade de uma duna de areia é cerca de 2500 vezes maior que a de um solo composto por partículas de silte e argila. Portanto, a maior parte da chuva em solos arenosos infiltra no solo até atingir o nível de água, de maneira que a umidade disponível na camada superficial do solo arenoso está próxima de sua capacidade limite inferior.

Assim, podemos negligenciar o efeito da chuva sobre a mobilidade das dunas. É sabido que quando as dunas estão molhadas pela chuva, a alta umidade nas camadas superficiais inibe o transporte da areia pelo vento. Entretanto, os grãos das camadas mais superiores do solo secam relativamente rápido (Tsoar, 2005). Uma vez que as camadas de areia superficiais são transportadas pelo vento, as camadas inferiores são expostas e passam a sofrer também o processo de secagem. Na figura 38 temos uma imagem que mostra o transporte de grãos numa duna de areia (faixas claras), de maneira que uma camada ainda úmida é exposta (faixas escuras). Os grãos da camada mais superior são secos pelo vento e logo podem ser transportados através da saltação.

Baseado nos argumentos anteriores, consideramos o nível de água como uma superfície horizontal, cuja altura é determinada pelo índice pluviométrico. Nos locais onde a água está exposta, não pode ocorrer o transporte dos grãos, isto é, o fluxo de areia é nulo. Assumimos também que somente haverá erosão quando a altura da superfície de areia do campo for maior que a altura do nível de água. No modelo, podemos dizer que a precipitação é considerada indiretamente através da possível oscilação da posição do nível de água como função do tempo, de forma que a altura do nível de água é dado pela seguinte equação:

$$h_w(t) = \bar{h}_w + A_w \sin(2\pi\omega t), \quad (3.1)$$



Figura 38: Imagem que mostra sedimentos sendo transportados numa duna de areia. Os grãos são secados pelo ação do vento e logo podem ser transportados através do terreno, de maneira que uma camada de areia ainda úmida fica exposta e sujeita também ao processo de secagem dos grãos. A porção mais clara é constituída pelos grãos secos que são transportados principalmente pela saltação, enquanto que as faixas escuras são as camadas expostas de areia ainda úmida.

onde  $\bar{h}_w$  é a posição média do nível de água,  $A_w$  é o deslocamento máximo que o mesmo pode sofrer para cima e para baixo e  $\omega = 1/T_w$  é a frequência de oscilação do nível de água em que  $T_w$  é o período de um ciclo.

Se há um fluxo de areia sobre a superfície de areia e em seguida ele encontra uma parte do campo no qual a água cobre a areia, então a areia não mais é transportada. A areia é depositada na superfície abaixo do nível de água, aumentando a altura  $h(x,y)$  da coluna de areia naquele ponto  $(x,y)$ . Isto é, a superfície abaixo do nível de água pode ser alterada pela deposição da areia trazida das dunas, aumentando portanto em altura. Nesse caso, mesmo abaixo da água valem também as regras de avalanches. De maneira que nos lugares onde a inclinação local se torna muito íngreme a superfície sofre uma acomodação que se dá por meio de deslizamentos.

Como vimos na seção 1.3.3 a evolução da superfície de areia é calculada a partir do fluxo de areia  $\vec{q}(x,y)$  pelo uso da conservação de massa através da equação 1.42 que pode ser reescrita da

seguinte forma:

$$\frac{\partial h(x,y)}{\partial t} = -\frac{q_{out}(x,y) - q_{in}(x,y)}{\rho_{sand}}, \quad (3.2)$$

de maneira que se a água cobre a superfície de areia, isto é, se  $h(x,y) = < h_w$ , o fluxo local de saída da areia  $q_{out}(x,y)$  é nulo. Dentro da água, a conservação de massa se dá pela deposição da areia dada pela equação:

$$\frac{\partial h(x,y)}{\partial t} = \frac{q_{in}(x,y)}{\rho_{sand}}, \quad (3.3)$$

A figura 39 mostra o perfil normalizado da altura (parte em cinza) de uma duna transversal que tem altura de 11,3 m obtida com uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,38$  m/s. No esquema,  $\tilde{h}(x)$  é a altura normalizada da duna  $h(x)/H$ ,  $\tilde{b}(x)$  é a superfície de separação de fluxo normalizada  $b(x)/H$  e  $\tilde{h}_w(x)$  é a superfície normalizada do nível de água  $h_w(x)/H$ . Vemos que o fluxo de areia na face de barlavento da duna é nulo em toda a região onde o nível de água excede a altura da duna. Dentro da bolha de separação no lado de sotavento, tanto o vento quanto o fluxo são nulos.

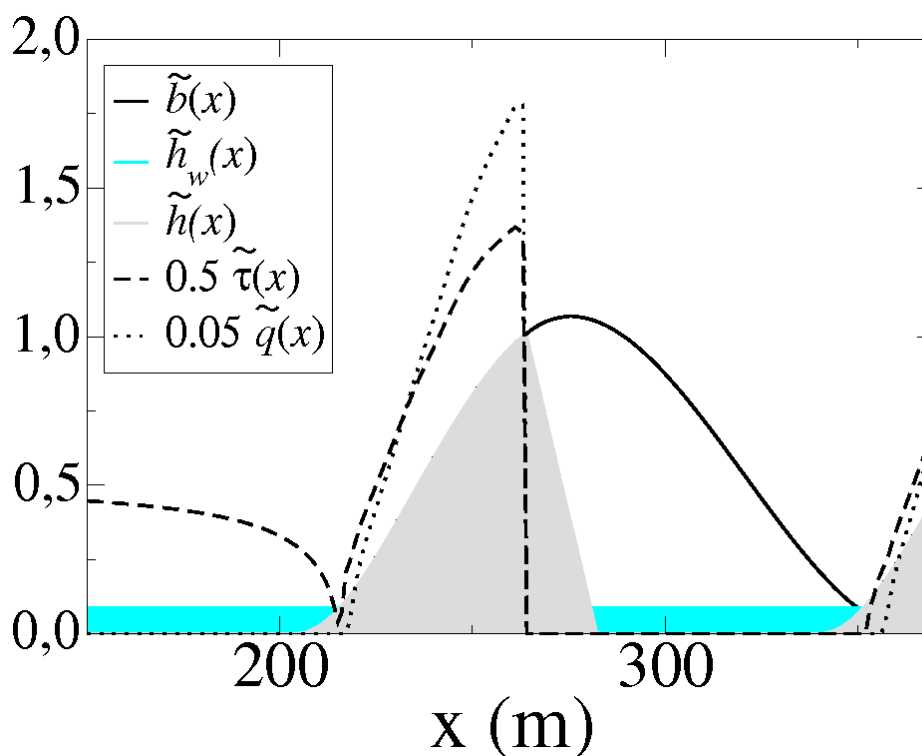


Figura 39: Perfil normalizado de altura (parte em cinza) de uma duna transversal com altura de 11,3 m obtida com a velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,38$  m/s.  $\tilde{h}(x)$  é a altura normalizada da duna  $h(x)/H$ ,  $\tilde{b}(x)$  é a superfície de separação de fluxo normalizada  $b(x)/H$  e  $\tilde{h}_w(x)$  é a superfície normalizada do nível de água  $h_w(x)/H$ . Sobre o nível de água o transporte de areia  $q(x)$  mostrado pela linha pontilhada é nulo.

Realizamos simulações com condições de contorno abertas na direção x e periódicas na

direção  $y$ , com um fluxo de areia saturado  $q_{in} = q_s$  na entrada do campo para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$ . Nessas simulações variamos os seguintes parâmetros:  $u_*$ , a superfície inicial utilizada, o máximo nível de água  $A_w$  e o período de oscilação do nível de água  $T_w$ .

Primeiramente, realizamos simulações utilizando superfícies iniciais que apresentavam um perfil senoidal com morros de 10m de altura como mostra a figura 40. Foram gerados dois perfis senoidais, no primeiro a altura da superfície inicial de areia é dada pela função  $h(x) = 5 + 5\sin(2\pi x/140)$  e no segundo a altura da superfície inicial de areia é dada pela função  $h(x) = 10\sin(2\pi x/280)$ .

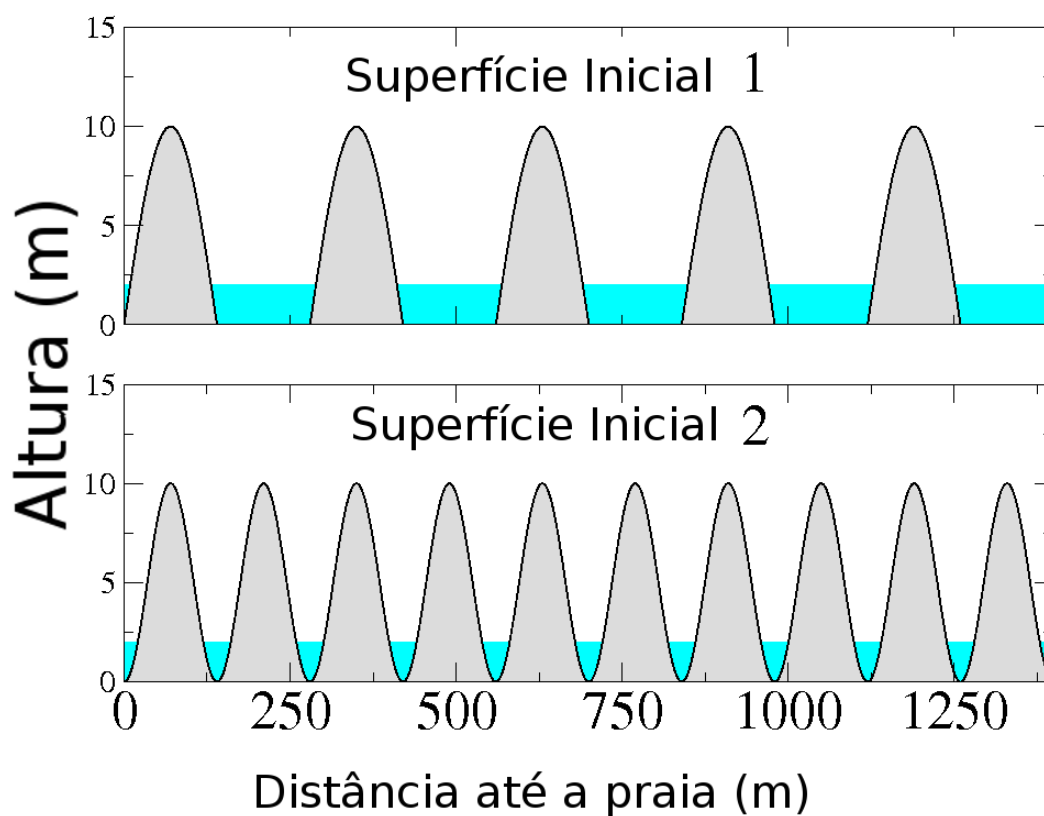


Figura 40: Na superfície 1 a altura da camada inicial de areia é dada por  $h(x) = 5 + 5\sin(2\pi x/280)$  e na superfície inicial 2 a altura da camada inicial de areia é dada por  $h(x) = 10\sin(2\pi x/140)$ . O nível de água está representado pela região azul da figura e como pode ser visto cobre todo o campo.

Utilizando um campo com dimensões de 896 m por 5600 m realizamos simulações para a velocidade de cisalhamento de vento  $u_* = 0,32$  m/s, para níveis de água invariantes no tempo com as seguintes alturas  $h_w(t)$ : 1 cm e 200 cm. Como o nível de água na entrada do campo é maior que a altura da duna naquela posição, o fluxo de entrada no campo é zero. Os resultados



foram os mesmos para as quatro simulações e mostram que essas situações iniciais não resultam

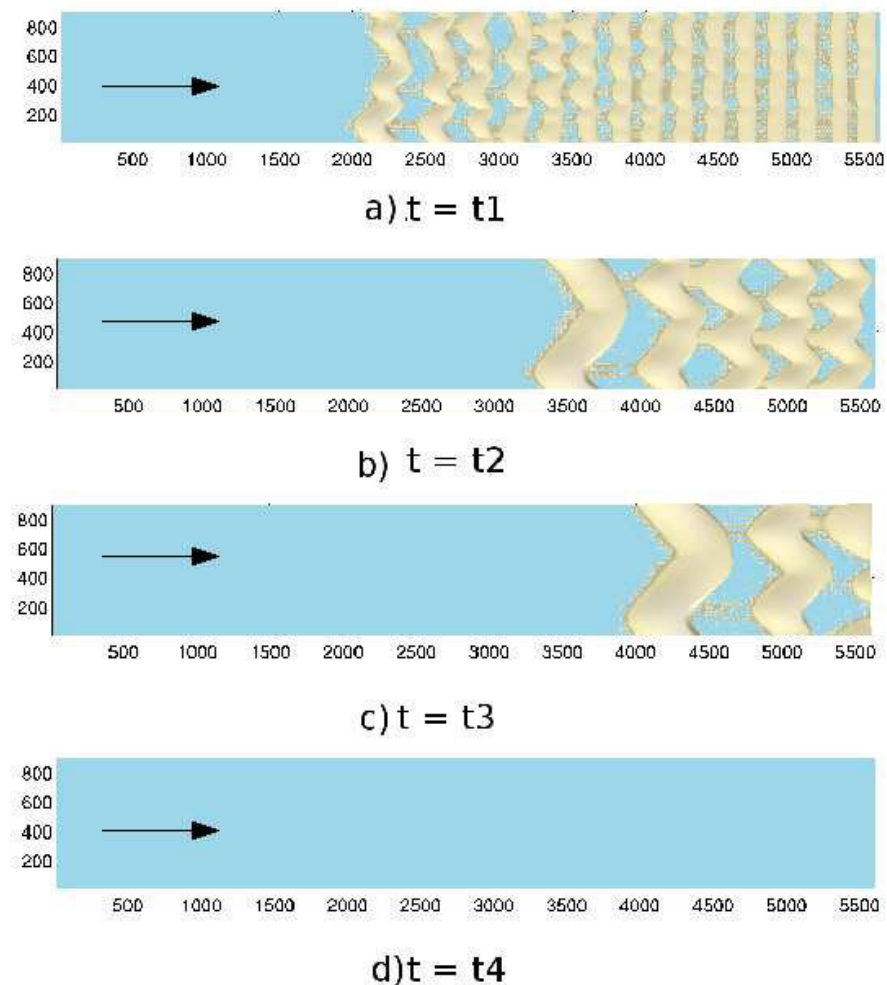


Figura 41: Passos da simulação para as superfícies iniciais com perfis senoidais. Nos passos  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  e  $t_4$  mostrados temos um nível de água fixo em 1 cm de altura para o perfil senoidal da camada de areia dado por  $h(x) = 10\sin(2\pi x/140)$ . Nas simulações, sempre que a altura da água é maior que a altura da superfície de areia no início do campo ( $x = 0$ ), o fluxo é considerado como zero naquele ponto. Como podemos ver as formas senoidais do campo se transformam em dunas transversais e cadeias de dunas barcanóides que se movimentam na direção do vento, da esquerda para a direita. Após um certo período de tempo um leito de areia com a mesma altura do nível de água é formado e as dunas formadas anteriormente se movem sobre este leito até que saiam do campo, restando apenas uma superfície plana com mesma altura que o nível de água.

num campo de dunas, mesmo para o caso em que o nível de água fica fixo em somente 1 cm. De uma maneira geral, podemos descrever o que acontece da seguinte forma: inicialmente as formas senoidais se transformam em dunas transversais que, ao se movimentarem, se tornam instáveis dando origem a cadeias de dunas barcanóides (ver figura 41a). Parte da areia é aprisionada pela água e assim, após um certo período de tempo um leito de areia com a mesma altura

do nível de água vai sendo formado no campo e as dunas se movem sobre este leito até que saiam do campo como mostra as figuras 41b e 41c. Portanto, no final não há formação de um campo de dunas (Fig. 41d), já que não existe uma fonte de areia que seja capaz de aprisionar o fluxo de sedimentos na entrada de forma a inicializar o acúmulo de grãos no campo.

Como nosso objetivo é estudar a gênese de campos de dunas costeiros utilizamos como condição inicial um campo que possui um cordão de areia com perfil gaussiano na direção do vento, com altura de 1,25 m e comprimento de 80 m, posicionado no início do campo, como mostra a figura 42. A superfície inicial de areia possui flutuações aleatórias cujas amplitudes é no máximo igual ao tamanho do diâmetro grão,  $250 \cdot 10^{-6}$  m. Nessa condição inicial há uma parte do campo que é constante, sobre a qual haverá transporte de areia, mas não pode haver modificação da topografia da superfície. Na figura, a linha pontilhada representa os valores mínimo ( $\bar{h}_w - A_w$ ) e máximo ( $\bar{h}_w + A_w$ ) do nível de água, e a linha tracejada é a altura média do mesmo.

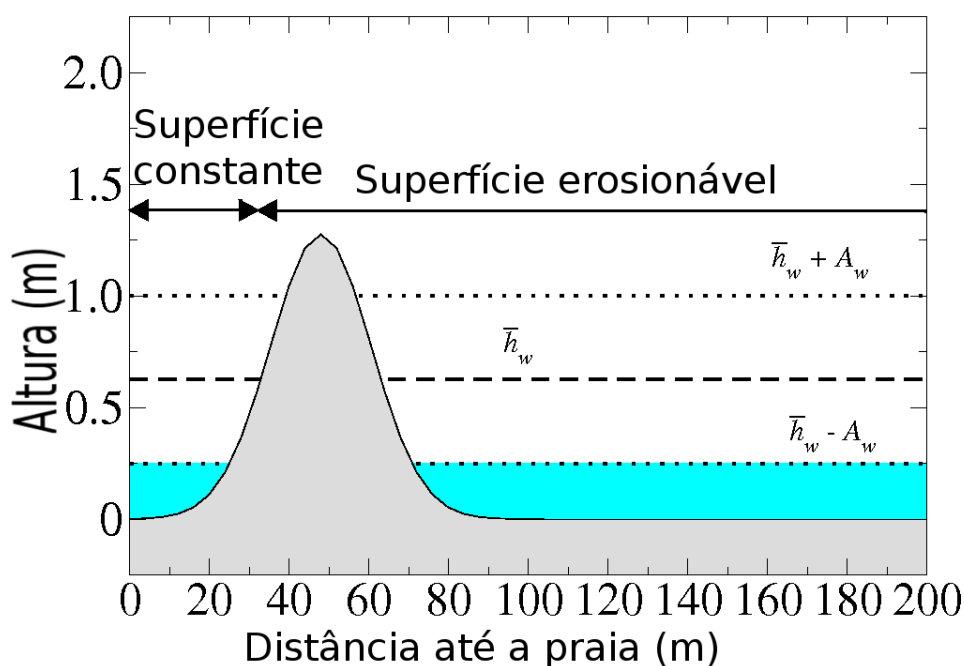


Figura 42: Superfície inicial que apresenta um cordão de areia com perfil Gaussiano na direção do vento, com altura de 1.25 m e comprimento de 80 m, posicionado no início do campo. Nessa condição inicial há uma parte do campo que é constante, sobre a qual haverá transporte de areia, mas não pode haver modificação da superfície. A linha pontilhada representa os valores mínimo ( $\bar{h}_w - A_w$ ) e máximo ( $\bar{h}_w + A_w$ ) do nível de água, a linha tracejada é a altura média do mesmo

## 3.2 Campos livres da presença de água

Antes de estudar os campos desenvolvidos sob a influência da presença da água, estudamos primeiramente a evolução de campos de dunas onde os grãos de areia são livres para serem transportados pela ação do vento, e onde não há a exposição de um nível de água. Usando na entrada do campo um fluxo saturado de areia, isto é  $q_{in} = q_s$ , realizamos simulações para as diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): 0,32, 0,34, 0,36, 0,38 e 0,40. Os valores aqui utilizados estão próximos dos valores típicos de ventos capazes de transportar os grãos de areia em áreas de dunas costeiras (Tsoar *et al.*, 2009).

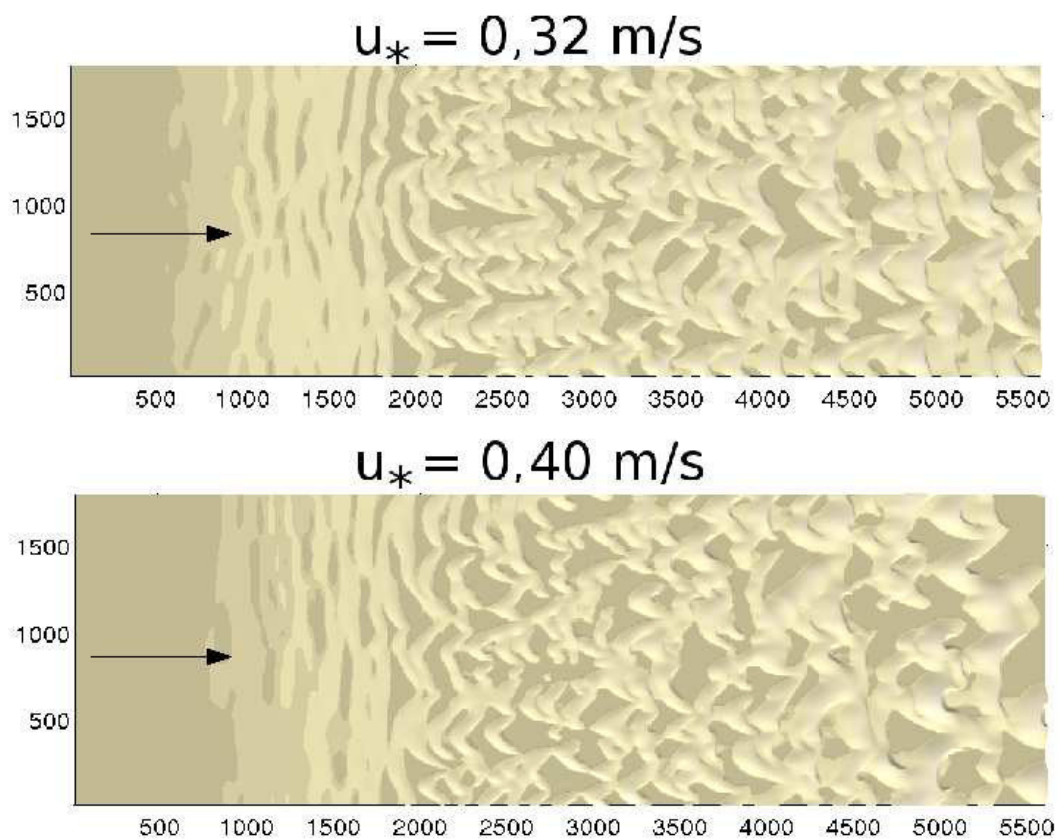


Figura 43: As imagens mostram os resultados dos campos para a simulação de vento mais fraco  $u_* = 0,32$  m/s e para a simulação de vento mais forte  $u_* = 0,40$  m/s, onde não temos a exposição do nível de água. As partes mais claras representam as porções tomadas por areia e as partes escuras representam as partes livres ou praticamente livres da presença de areia.

Quando observamos e comparamos as imagens da figura 43 que mostra os resultados para diferentes ventos ( $u_* : 0,32$  e  $0,40$  m/s) não encontramos grandes diferenças qualitativas entre as morfologias dos campos de dunas. As imagens mostram os resultados para a simulação de vento mais fraco  $u_* = 0,32$  m/s e para a simulação de vento mais forte  $u_* = 0,40$  m/s. As partes mais claras representam a porções tomadas por areia e as partes escuras representam as

partes livres ou praticamente livres da presença de areia.

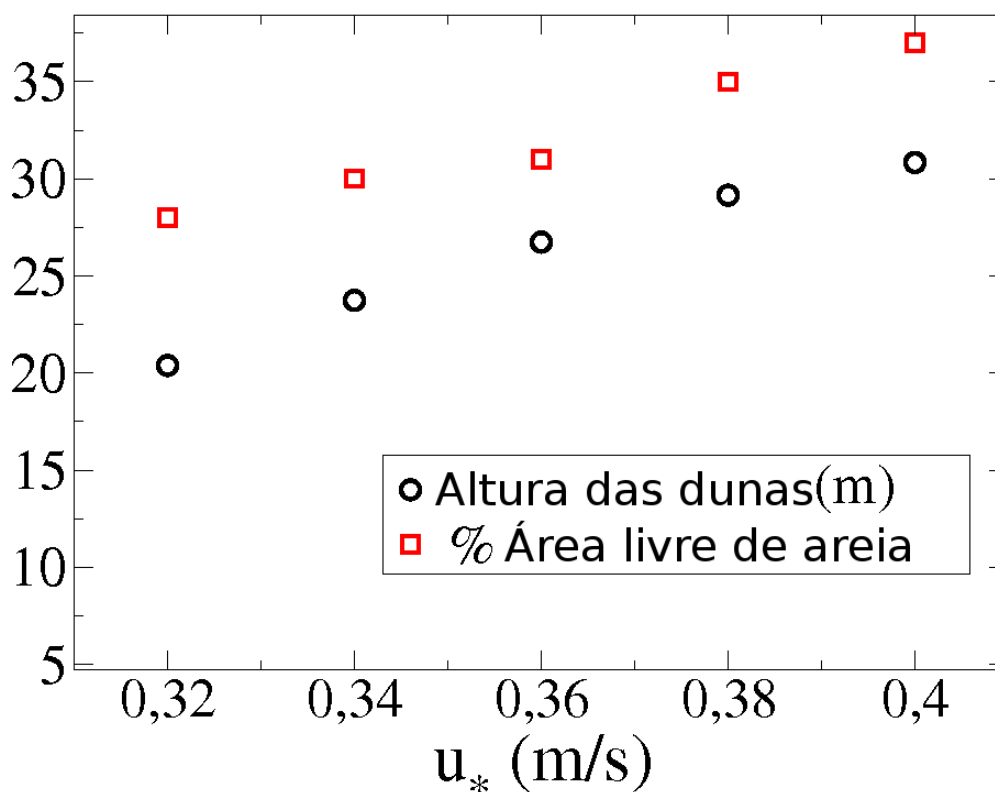


Figura 44: O gráfico mostra que a altura máxima atingida pelas dunas (círculos) no campo aumenta à medida que cresce a velocidade de cisalhamento do vento  $u_*$ . O mesmo ocorre para a porcentagem de área livre de areia (quadrados) dos campos simulados calculada para a porção do campo entre 3500 m e 5500 m. Assim, quando o vento se torna mais forte aumenta o espaçamento entre as dunas de areia.

Contudo, a mudança na intensidade da velocidade do vento causa uma mudança no aspecto quantitativo do campo. À medida que o vento se torna mais rápido as dunas no campo se tornam maiores, isto é, crescem em altura e largura. O gráfico da figura 44 mostra as alturas máximas atingidas pelas dunas de areia no campo, representadas por círculos no gráfico. Também calculamos a porcentagem de área no campo que está livre da presença de areia. Estes cálculos foram realizados levando-se em conta somente a porção do campo que vai de 3500 m a 5500 m. Como podemos ver no gráfico da figura 44, a porcentagem de área livre de areia, que é representada por quadrados, se torna maior à medida que a velocidade de cisalhamento do vento aumenta.

Sabe-se que uma colina de areia de volume suficientemente grande é instável e se transforma em uma duna de areia que migra na mesma direção que sopra o vento quando submetida

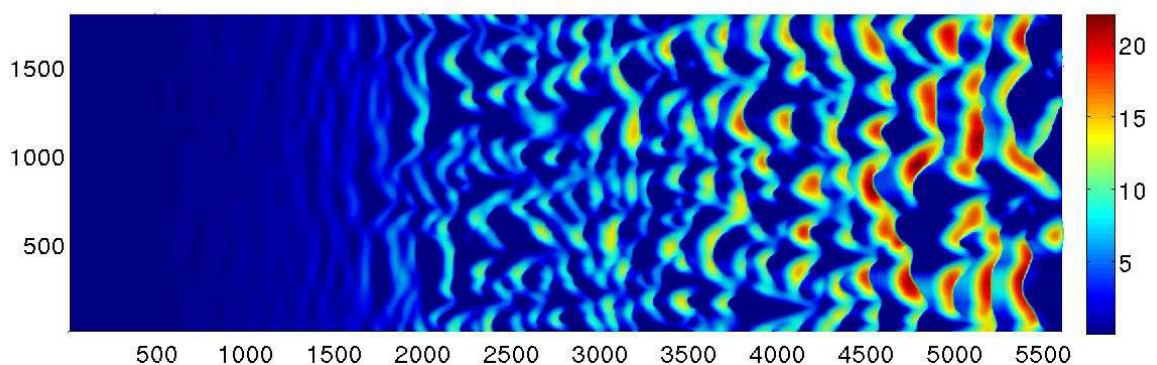
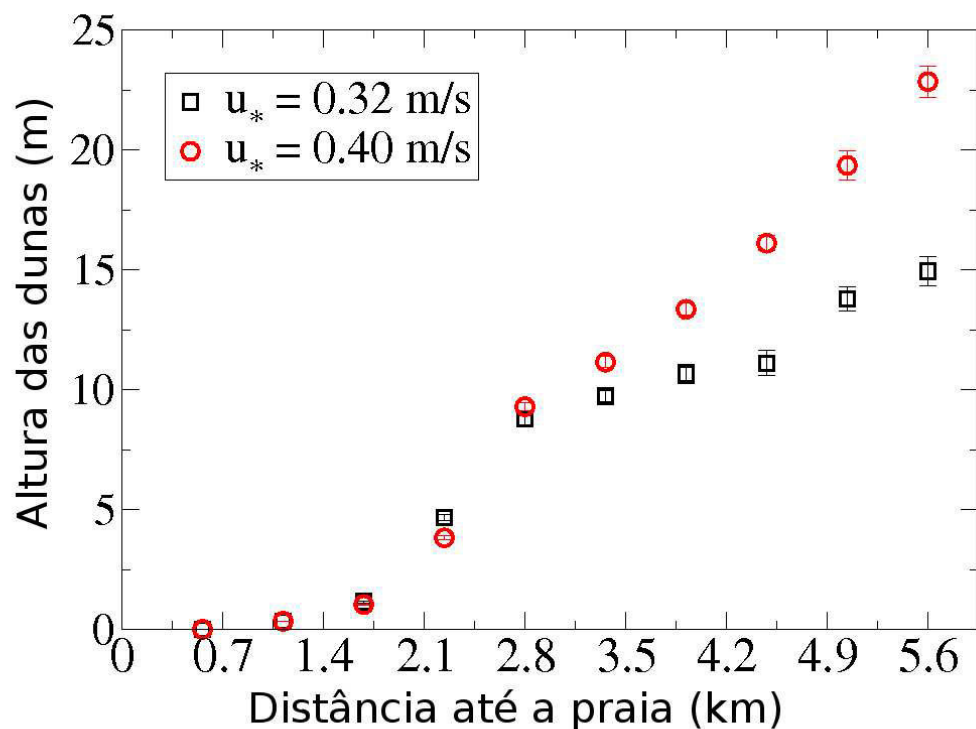


Figura 45: Acima, o gráfico mostra os gradientes de altura das dunas no campo para  $u_* = 0,32$  m/s e  $u_* = 0,40$  m/s para campos onde o fluxo de areia em suas entradas é saturado. Nesses casos, não há a presença de água nas simulações. Abaixo, a imagem mostra um campo de dunas em escala de cores para as alturas das dunas obtido para as mesmas condições que as plotadas no gráfico, no entanto para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,36$  m/s. As dunas se formam no início do campo e migram na direção do vento e ambos os eixos na imagem estão em escala de metros.

a uma entrada de areia abaixo do valor de fluxo saturado (Sauermaun *et al.*, 2001; Kroy *et al.*, 2002; Andreotti *et al.*, 2002). Entretanto, quando o fluxo de areia é saturado, a deposição dos grãos na face em que sopra o vento é capaz de superar a erosão que ocorre no pé da duna. Dessa maneira, um pequeno morro de areia colocado no início do campo não se desenvolve em uma duna migrante. Contudo, à medida que a areia se acumula na parte inicial do campo, pequenas

dunas são geradas e se destacam do morro localizado na porção inicial do campo. Essas dunas migram na mesma direção que sopra o vento. Devido à alta entrada de areia no sistema o tamanho das dunas aumenta à medida que elas se distanciam em direção ao continente, como pode ser visto na figura 45, onde temos um campo de dunas representado em escala de cores para as alturas das dunas e obtido para  $q_{in}/q_s = 1$  e uma velocidade de cisalhamento  $u_* = 0,36$  m/s. O gráfico da figura mostra os gradientes de altura das dunas no campo para  $u_* = 0,32$  m/s e  $u_* = 0,40$  m/s.

### 3.3 Gênese de campos na presença de um nível de água

#### 3.3.1 Vento unidirecional com intensidade constante

Usando a superfície inicial mostrada na figura 42 realizamos agora simulações com a presença da água. Para um campo com dimensões de 5600 m na direção do vento e 896 m na direção perpendicular realizamos simulações para diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): 0,32, 0,34, 0,36, 0,38 e 0,40, sempre com um fluxo saturado de areia na entrada no campo. Nesses cálculos utilizamos um nível de água oscilante no tempo, em geral com um período fixo  $T_w = 1ano$  e altura média  $\bar{h}_w = 0$  utilizando os seguintes valores para o deslocamento sofrido pelo nível de água  $A_w$  (cm): 20, 60, 100, 150 e 200.

As imagens da figura 46 mostram os últimos 2 km dos campos obtidos para as seguintes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$ : 0,32, 0,36 and 0,40 m/s, que sopra da esquerda para a direita. Os deslocamentos no nível de água  $A_w$  são: 20, 100 e 200 cm. O campo apresenta um gradiente na altura das dunas que cresce na mesma direção que sopra o vento. Para o menor valor usado das simulações, isto é,  $A_w = 20$  cm, as dunas atingem alturas máximas que ficam em torno de 17 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 25 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 30 m para  $u_* = 0,40$  m/s. Para  $A_w = 100$  cm as dunas atingem alturas máximas que ficam em torno de 9 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 12 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 14 m para  $u_* = 0,40$  m/s. No caso extremo, em que  $A_w = 200$  cm, a altura máxima atingida pelas dunas fica em torno de 5m para as três velocidades de vento apresentadas. A largura de uma duna cresce linearmente com a sua altura (Bagnold, 1941; Sauermann, 2001). Como podemos ver nas imagens, as dunas se tornam mais estreitas à medida que aumenta o deslocamento do nível de água,  $A_w$  concordando assim com os dados encontrados para as alturas das dunas. A porção dos campos apresentados nas imagens tem dimensões de 2000 m na direção que sopra o vento e 896 m na direção perpendicular ao vento, e correspondem à porção final dos campos simulados.

O gráfico da figura 47 mostra os gradientes das alturas das dunas na direção do vento. O

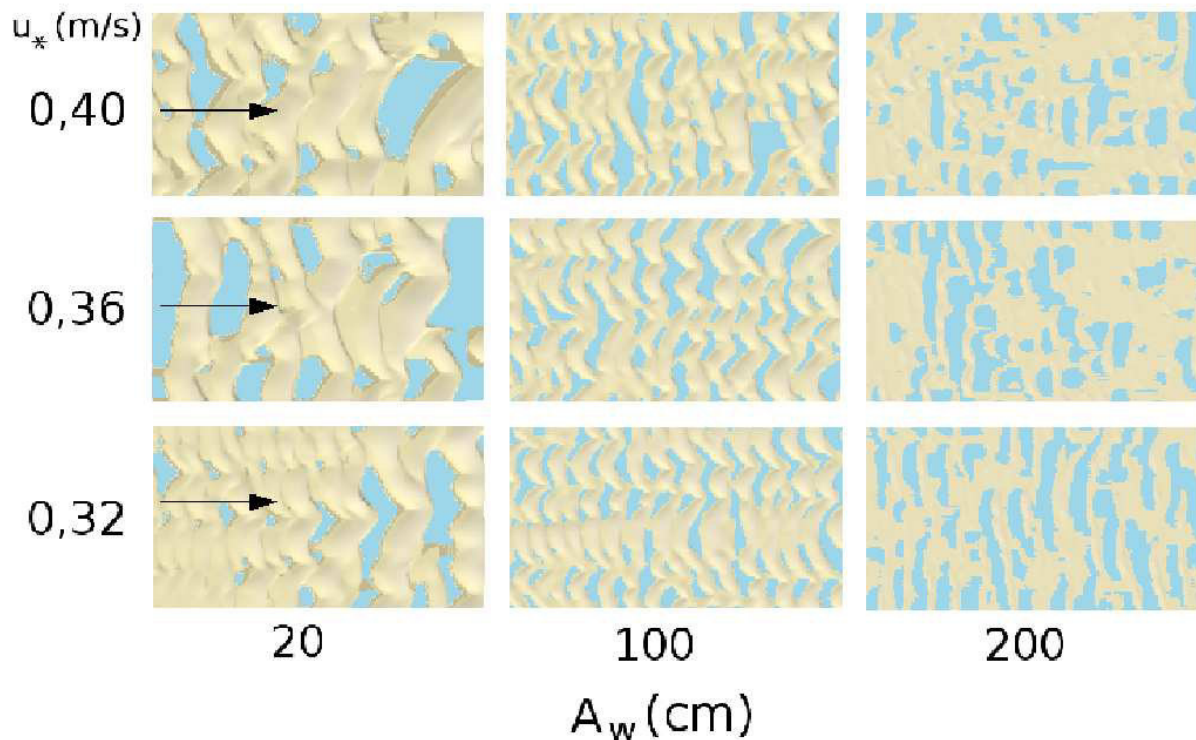


Figura 46: As imagens mostram os 2 km finais dos campos de dunas obtidos para as seguintes velocidades de cisalhamento do vento,  $u_*$ : 0,32, 0,36 e 0,40 m/s. O vento sopra da esquerda para a direita. Os deslocamentos no nível de água  $A_w$  são: 20, 100 e 200 cm. Para o menor valor simulado  $A_w = 20$  cm, o campo apresenta um gradiente na altura das dunas que cresce na mesma direção que sopra o vento. Neste caso as dunas atingem alturas máximas que ficam em torno de 17 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 25 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 30 m para  $u_* = 0,40$  m/s. Para  $A_w = 100$  cm as dunas atingem alturas máximas no campo que ficam em torno de 9 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 12 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 14 m para  $u_* = 0,40$  m/s. Para este valor de  $A_w$  as dunas se tornam mais estreitas e o gradiente das alturas médias das dunas na direção do continente se torna mais suave. Para o caso extremo,  $A_w = 200$  cm, não podemos observar uma variação significativa na altura das dunas. Os campos tem dimensões de 2000 m na direção que sopra o vento e 896 m na direção perpendicular ao vento.

deslocamento  $A_w = 0$  representa a simulação sem a presença da água. O campo foi dividido em 10 faixas de 560 m cada e a altura média das dunas para cada uma das faixas foi calculada. Podemos observar que para um pequeno deslocamento  $A_w = 20$  cm, o campo apresenta o gradiente mais acentuado entre as simulações com a presença da água, e do meio para o fim do campo a altura média das dunas aumenta aproximadamente 5 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 12 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 15 m para  $u_* = 0,40$  m/s. Quando o deslocamento aumenta para  $A_w = 100$  cm a variação positiva da altura média das dunas entre a metade e o fim do campo é de aproximadamente 3 m quando  $u_* = 0,32$  m/s, 4 m quando  $u_* = 0,36$  m/s e 6 m quando  $u_* = 0,40$  m/s. No caso  $A_w = 200$  cm, a diferença de altura na segunda metade é praticamente nula para as três velocidades de

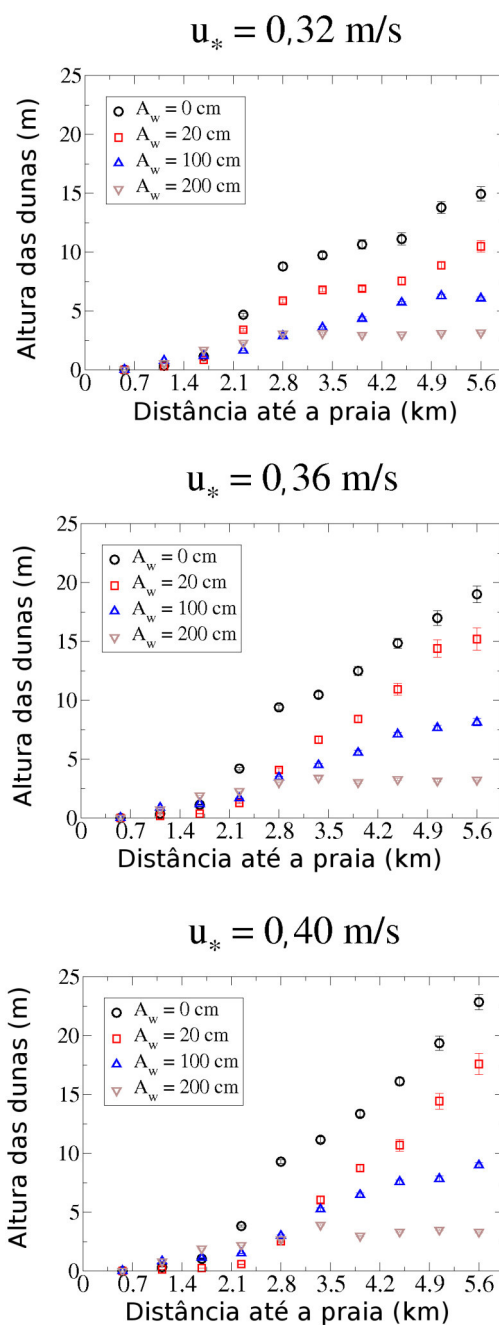


Figura 47: Gradientes de alturas para os campos simulados onde o deslocamento  $A_w = 0$  representa a simulação sem a presença da água. O campo foi dividido em 10 faixas de mesma largura, sendo em seguida a altura média das dunas calculada para cada uma das faixas. Para  $A_w = 20$  cm, a altura média das dunas do meio para o final do campo cresce aproximadamente 5 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 12 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 15 m para  $u_* = 0,40$  m/s. Para  $A_w = 100$  cm a variação de altura na segunda metade do campo cai para cerca de 3 m para  $u_* = 0,32$  m/s, 4 m para  $u_* = 0,36$  m/s e 6 m para  $u_* = 0,40$  m/s. No caso  $A_w = 200$  cm, a diferença de altura na segunda metade é praticamente nula para as três velocidades de vento apresentadas.

cisalhamento apresentadas. Como podemos ver o aumento do deslocamento do nível de água tem como consequência principal a diminuição da altura das dunas no campo, fazendo com



que estas apresentem uma maior regularidade em suas alturas. À medida que o deslocamento da água  $A_w$  cresce as dunas diminuem em altura e um leito de areia vai se formando no campo como podemos ver no caso extremo, isto é  $A_w = 200$  cm, cuja altura do campo é bastante regular e fica em torno de 4 m para os ventos apresentados.

Na figura 48 plotamos a média das alturas máximas atingidas pelas dunas no campo que é normalizada pela média das alturas máximas encontrada para a simulação sem a presença da água. Mostramos os dados obtidos para diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): 0,32, 0,34, 0,36, 0,38 e 0,40 para os seguintes deslocamentos do nível de água  $A_w$  (cm): 20, 60, 100, 150 e 200. Como podemos ver para essas velocidades de cisalhamento do vento, à medida que  $A_w$  se torna maior, menores são as dunas no campo.

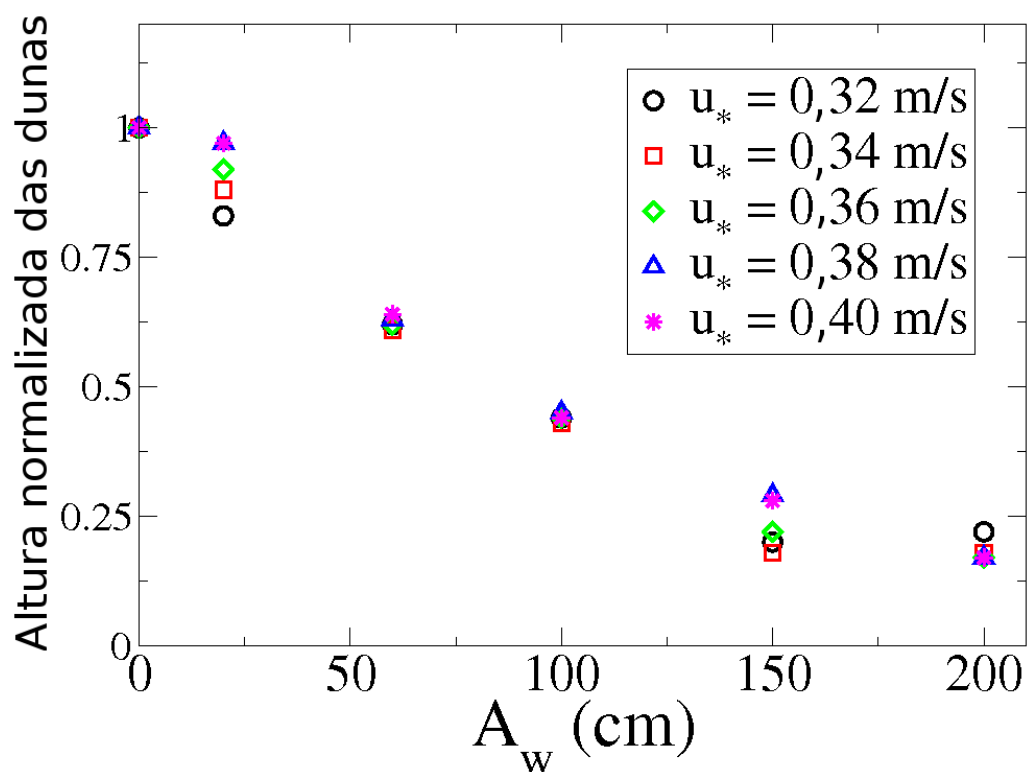


Figura 48: Média das alturas máximas atingidas pelas dunas, normalizada pelo valor correspondente à simulação sem a presença da água. Mostramos as curvas obtidas para as diferentes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): 0,32, 0,34, 0,36, 0,38 e 0,40, usando os seguintes deslocamentos do nível de água  $A_w$  (cm): 20, 60, 100, 150 e 200. Como podemos ver, quanto maior  $A_w$ , menores são as dunas no campo.

A figura 49 mostra os campos resultantes para  $u_* = 0,36$  m/s quando o nível de água se encontra em sua altura mínima para  $A_w$  (cm): 20, 100 e 200. As partes claras das imagens

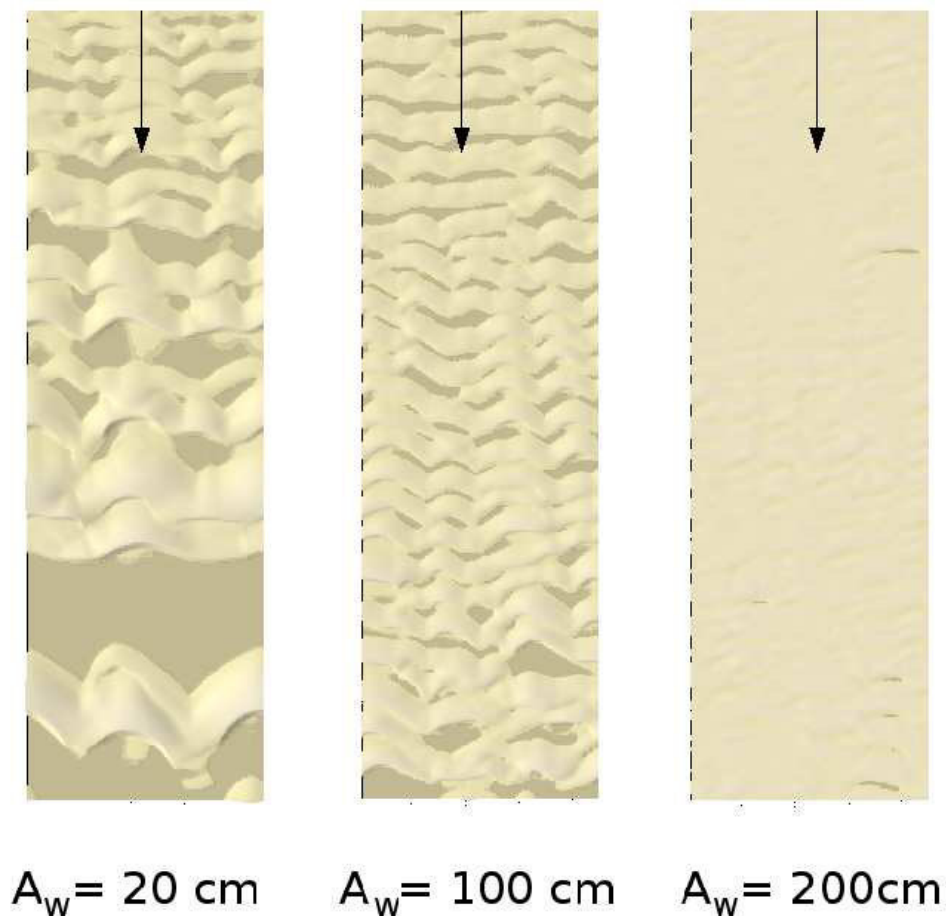


Figura 49: Imagens dos campos obtidos nas simulações com  $u_* = 0,36 \text{ m/s}$  quando o nível de água se encontra em seu valor mínimo para  $A_w$  (cm): 20, 100 e 200. As partes claras das imagens representam as áreas cobertas por areia. As partes mais escuras representam as áreas livres de dunas. Como podemos ver, à medida que o deslocamento  $A_w$  do nível de água aumenta, a presença da água atua espalhando a areia por todo campo, diminuindo a existência de áreas livres de areia, impedindo a formação de um campo de dunas e levando à formação de um leito arenoso de relevo suave.

representam as áreas cobertas por areia. As partes mais escuras representam as áreas livres de presença significativa de areia. Como podemos ver, à medida que o deslocamento  $A_w$  do nível de água aumenta, a presença da água atua espalhando a areia por todo campo, diminuindo a existência de área livre de areia, impedindo a formação de um campo de dunas e levando à formação de um leito arenoso de relevo suave.

Selecionamos uma área retangular com a largura dos campos simulados (896 m) entre 3500 m e 5500 m distante do início do campo. Depois, calculamos a porcentagem de área ocupada pela superfície da água nas imagens das simulações para a situação em que o nível de água está em sua altura máxima. Calculamos também a porcentagem de área livre de areia quando o nível

de água está em sua altura mínima. A figura 50 mostra que a porcentagem de área da superfície de água aumenta quando a amplitude  $A_w$  cresce, enquanto que a porcentagem de área livre de areia diminui como mostra a figura 51.

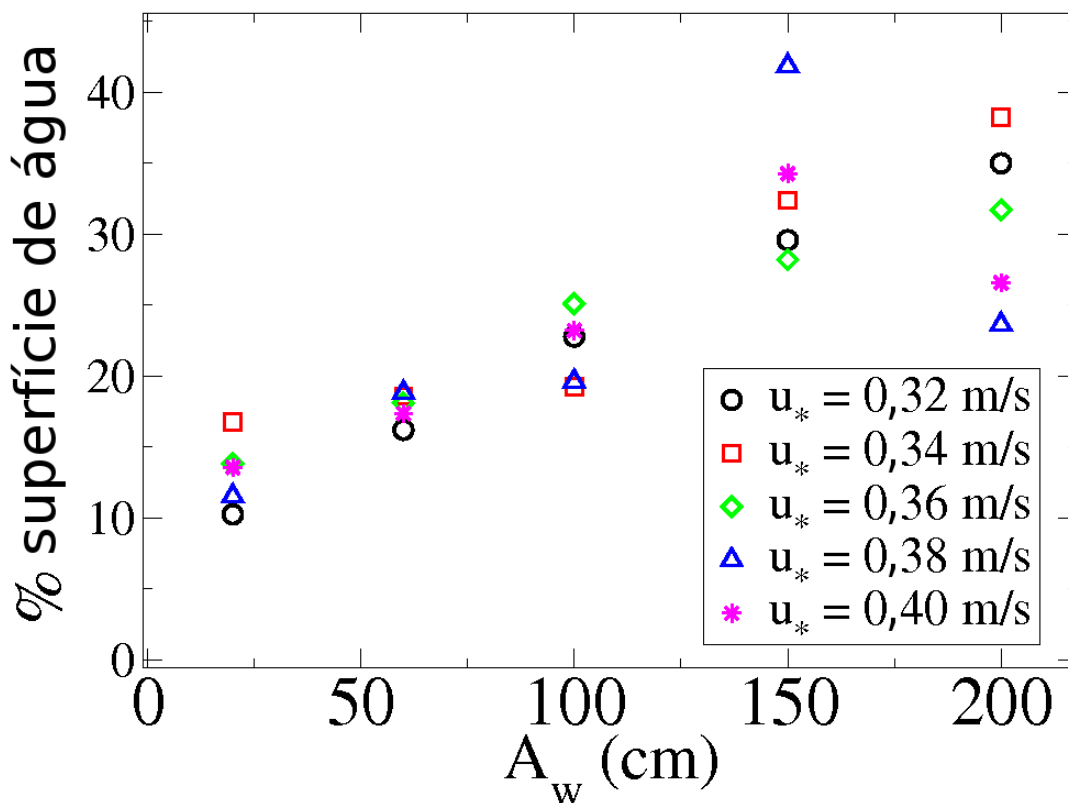


Figura 50: O gráfico mostra a porcentagem de área ocupada pela superfície de água quando o nível de água alcança sua máxima altura. A seção retangular foi selecionada entre 3500 m e 5500 m distante do início do campo. Nessas simulações o nível de água oscila com um período de tempo  $T_w = 1$  ano para os seguintes deslocamentos  $A_w$  (cm): 20, 60, 100, 150 e 200. Como podemos ver, a porcentagem de área coberta por água aumenta à medida que  $A_w$  também aumenta.

Os resultados aqui encontrados concordam com observações de trabalhos realizados em campos reais, nos quais as dunas se desenvolvem na presença de um nível de água oscilante (Kocurek *et al.*, 1992). Nessa situação os campos de dunas alternam fases destrutivas e construtivas, onde períodos de acúmulo de sedimentos, e erosão são controlados pela dinâmica do nível de água. Os ciclos de destruição e construção correspondem a mudanças climáticas sazonais. A fase destrutiva do campo de dunas coincide com o período no qual a precipitação excede a evapotranspiração juntamente com um baixo potencial de transporte de areia pelo vento. A fase construtiva ocorre quando há um abaixamento do nível de água associado a ventos capazes de

transportar a areia.

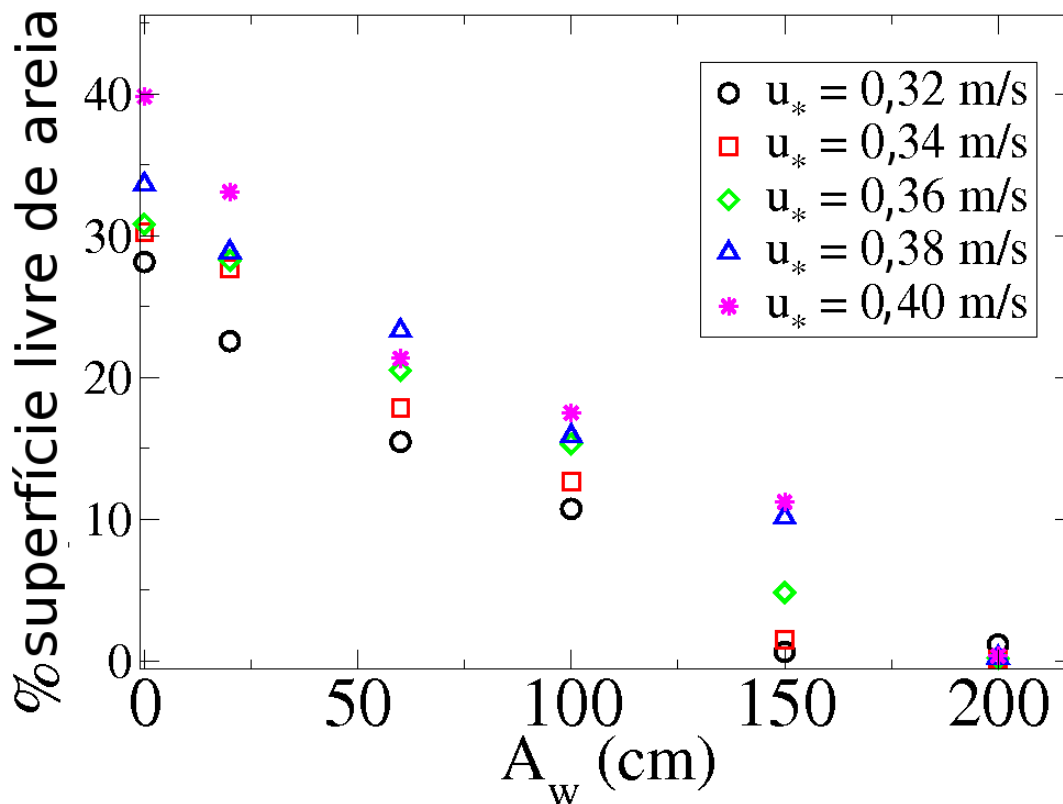


Figura 51: O gráfico mostra a porcentagem de área livre de areia quando o nível de água alcança sua mínima altura. A seção retangular foi selecionada entre 3500 m e 5500 m distante do início do campo. Nessas simulações o nível de água oscila com um período de tempo  $T_w = 1$  ano para os seguintes deslocamentos  $A_w$  (cm): 20, 60, 100, 150 e 200. Como podemos ver, a porcentagem de área livre da presença de areia diminui à medida que  $A_w$  aumenta.

### Influência do período de oscilação $T_w$ do nível de água

Estudamos também a influência do período de oscilação  $T_w$  do nível de água nos campos sujeitos a uma velocidade de cisalhamento constante  $u_* = 0,36$  m/s. Para isso utilizamos os seguintes valores para o período de oscilação  $T_w$  (anos): 0,01, 0,1, 1,0, 10 e 100.

Como podemos ver na figura 52 para  $T_w = 0,01$  ano temos a formação de um campo de dunas somente para o caso de baixo deslocamento do nível de água, isto é,  $A_w = 20$  cm. No entanto, para esse mesmo valor de  $T_w$  quando o deslocamento  $A_w$  aumenta para 100 cm e 200 cm não observamos a formação de dunas no campo e os resultados mostram apenas uma superfície de água com a existência de alguns pequenos acúmulos de areia. Para  $T_w = 1$  ano vemos que a

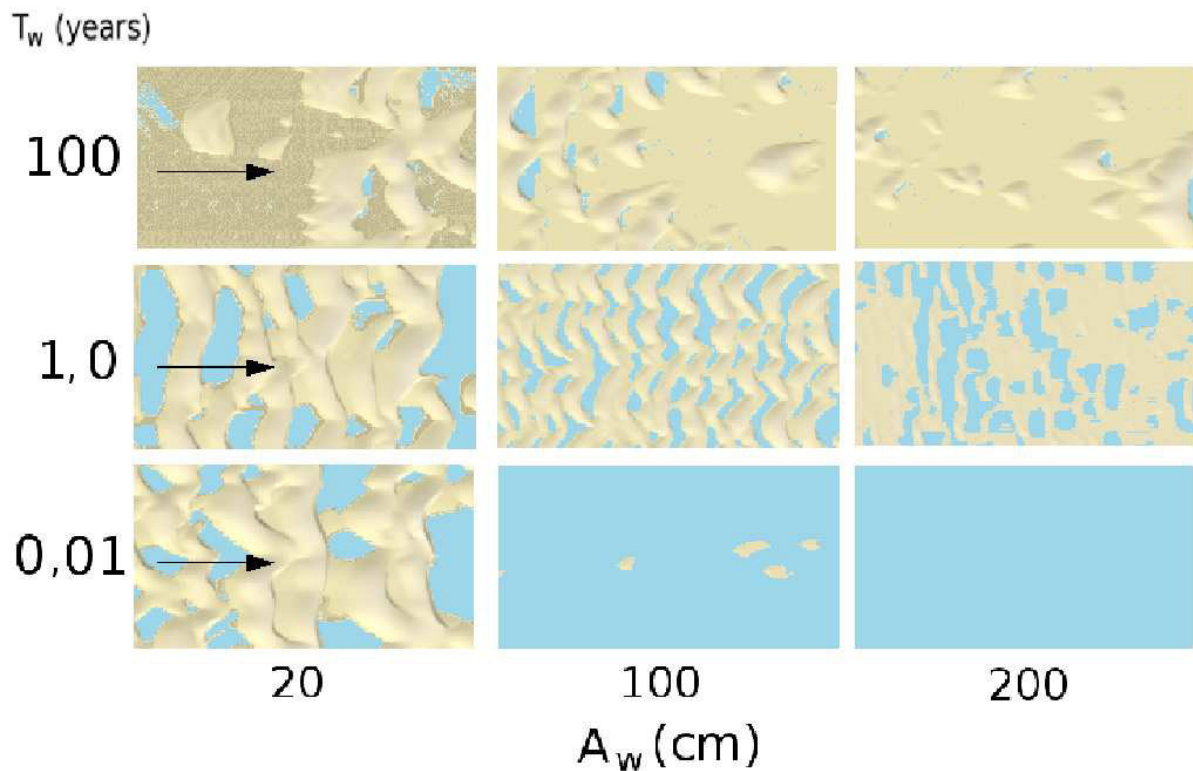


Figura 52: As imagens mostram os últimos 2 km dos campos de dunas obtidos para a velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,36$  m/s para diferentes períodos de oscilação do nível de água  $T_w$  (anos): 0.01, 1.0 e 100. O vento sopra da esquerda para a direita. Os deslocamentos do nível de água,  $A_w$ , são: 20, 100 e 200 cm. Para um período de oscilação  $T_w = 0.01$  ano, a água não afeta consideravelmente a morfologia do campo se o valor de  $A_w$  for suficientemente baixo, como visto no caso de  $A_w = 20$  cm. Entretanto, quando  $A_w$  aumenta para 100 e 200 cm vemos que não se formam dunas de areia nos campos resultantes, isto é, obtemos apenas uma superfície de água. Quando aumentamos  $T_w$  para 1 ano, observamos que o nível de água é suficiente para regularizar a forma e a altura das dunas, diminuindo o tamanho delas até o caso extremo em que  $A_w = 200$  cm quando observamos a formação de um leito de areia no campo que é atravessado por pequenas dunas transversais. Para o período de oscilação  $T_w = 100$  anos, vemos que os intervalos de tempo em que a água não está presente são longos o suficiente para a formação de algumas dunas. No entanto, os intervalos de tempo sob a influência da água são igualmente longos e permitem que a água prenda e acumule a areia das dunas, dando origem a um leito suave de areia acima do qual algumas dunas se movimentam na direção que sopra o vento.

água tem a capacidade de reduzir o tamanho das dunas até que no caso extremo  $A_w = 200$  cm as dunas possuem pequenas alturas e o campo se caracteriza por não apresentar uma quantidade significativa de área livre de areia como mostramos na figura 49. Quando aumentamos  $T_w$  para 100 anos, temos que os períodos em que não há a influência do nível de água são suficientemente longos para que algumas dunas sejam formadas no campo. Por outro lado, os períodos em que temos a exposição da água são igualmente longos e temos nesse caso a formação de um leito

suave de areia acima do qual algumas dunas se movimentam na direção que sopra o vento.

A velocidade de cisalhamento do vento utilizada nessas simulações,  $u_* = 0,36$  m/s, que é típica em campos de dunas costeiras (Tsoar *et al.*, 2009) resulta em taxas de mobilidade das dunas da ordem de alguns metros por ano (Jimenez *et al.*, 1999; Levin *et al.*, 2009; Parteli *et al.*, 2006). Com exceção do caso em que o deslocamento do nível de água é baixo, isto é  $A_w = 20$  cm, observamos a formação de campos mais próximos dos campos reais somente quando a velocidade de oscilação do nível de água é da mesma ordem da taxa de mobilidade das dunas, isto é, quando  $T_w = 1$  ano.

### Influência do tempo de exposição $t_{ew}$ do nível de água

Como vimos, a amplitude atingida pelo nível de água é fator determinante na morfologia apresentada pelos campos de dunas, reduzindo a altura atingida pelas dunas e levando a um maior espalhamento da areia pelo terreno. Esta seção se refere às simulações nas quais fixamos a altura atingida pela água em 100 cm acima da superfície que não pode ser erodida. O nível de água continua oscilando com um período de  $T_w = 1$  ano, mas ajustamos a equação de sua

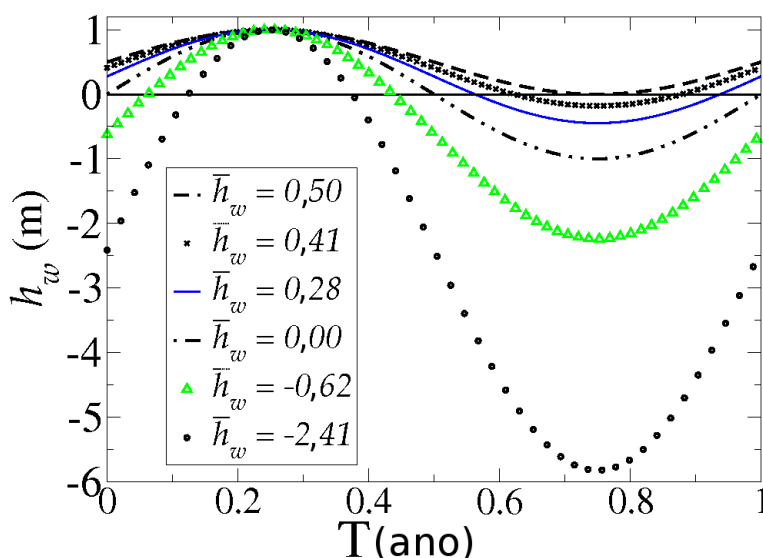


Figura 53: Curva temporal para o nível de água para os seguintes valores de altura média  $\bar{h}_w$  (cm): -241, -62, 0, 28, 41 e 50 de maneira que o tempo de exposição da água  $t_{ew}$  acima do superfície que não pode ser erodida para cada caso é dado respectivamente por  $t_{ew}$  (meses): 3,0, 4,5, 6,0, 7,5, 9,0 e 12,0. Em todos os casos o período de oscilação do nível de água é  $T_w = 1$  ano e a altura máxima atingida pela água é de 100 cm.

dinâmica utilizando os seguintes valores de altura média  $\bar{h}_w$  (cm): -241, -62, 0, 28, 41 e 50 de

maneira que o tempo de exposição da água acima da superfície que não pode ser erodida é dado respectivamente por  $t_{ew}$  (meses): 3,0, 4,5, 6,0, 7,5, 9,0 e 12,0. O gráfico da figura 53 mostra as curvas temporais dos níveis de água utilizados. Como podemos ver, em todos os casos a altura máxima atingida pelo nível de água é de 100 cm.

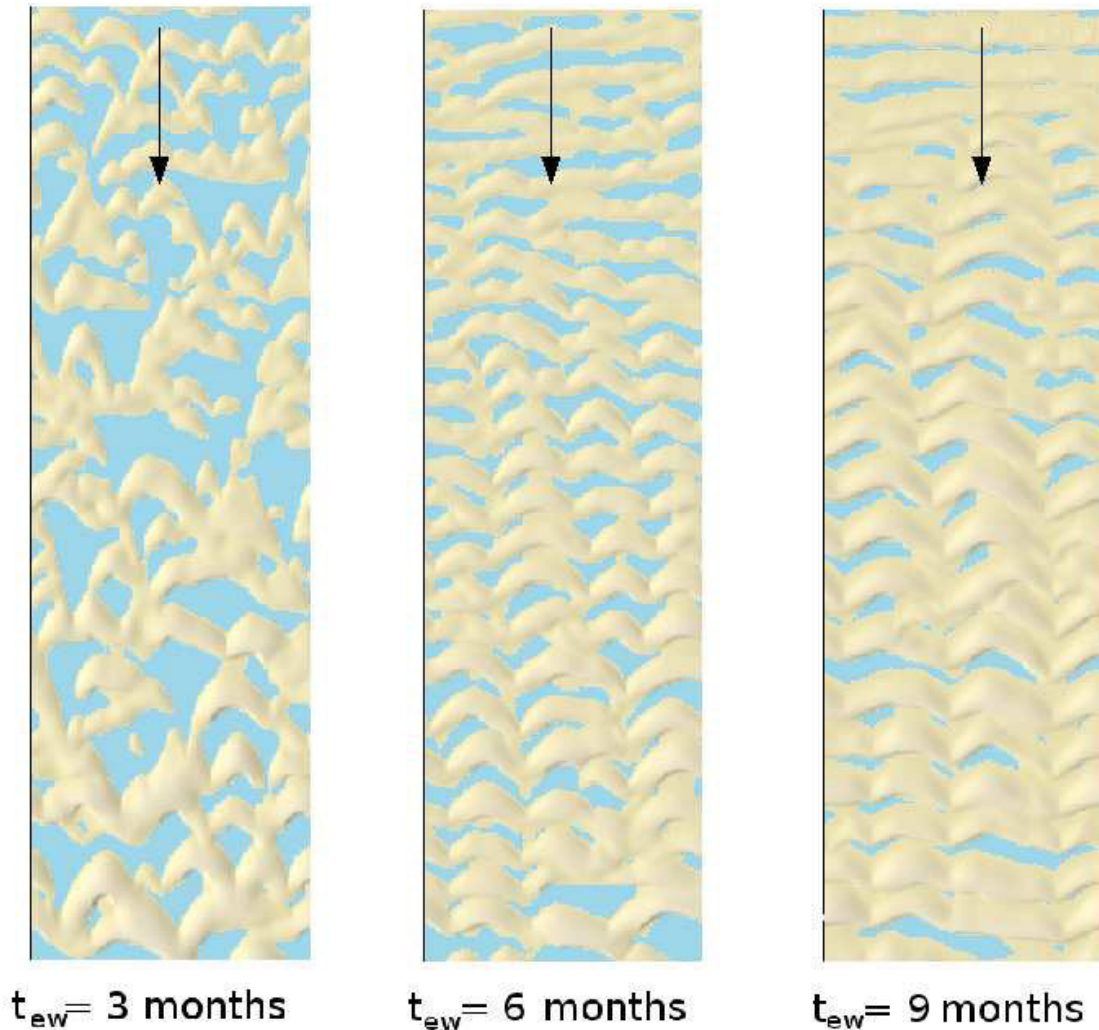


Figura 54: Imagens dos campos obtidos para os seguintes tempos de exposição do nível de água:  $t_{ew}$  (meses): 3, 6, e 9 meses. Em todas as simulações a água atinge uma altura máxima de 100 cm e tem um período de oscilação  $T_w = 1$  ano, para um vento com  $u_* = 0,36$  m/s. Para o tempo de exposição  $t_{ew} = 3$  meses, as dunas se apresentam mais isoladas umas das outras, a superfície de água ocupa cerca de 36% da área da imagem e as dunas atingem em média uma altura de máxima de 16 m. Para  $t_{ew} = 6$  meses a água ocupa cerca de 23 % do campo e e para  $t_{ew} = 9$  meses, apenas 11 % do campo estão cobertos por água. Observamos que quando o tempo de exposição da água aumenta o campo de dunas passa a apresentar um padrão mais regular na forma e na altura das dunas, de maneira que eles passam a ser caracterizados como campos de cadeias de dunas barcanóides.

A figura 54 mostra as imagens dos 3 km finais dos campos resultantes quando utilizamos

as diferentes curvas mostradas na figura 53 para o comportamento do nível de água oscilando no tempo para  $t_{ew}$  (meses): 3, 6 e 9. Vemos nas imagens que a variação no tempo de exposição da água  $t_{ew}$  altera a morfologia dos campos. Para um tempo de exposição  $t_{ew} = 3$  meses, observamos que as dunas se apresentam mais isoladas umas das outras, e na porção de campo analisada a superfície de água ocupa cerca de 36% da área. Nesse caso as dunas atingem em média uma altura de máxima de 16 m. À medida que o tempo de exposição da água se torna maior a superfície de água diminui no campo. Para  $t_{ew} = 6$  meses a água ocupa cerca de 23% do campo as dunas atingem em média uma altura de máxima de 12 m. Para  $t_{ew} = 9$  meses, apenas 11% do campo está coberto por água e as dunas atingem em média uma altura de máxima de 14,5 m, como mostra a figura 55. Podemos observar também que quando o tempo de exposição da água aumenta o campo de dunas passa a apresentar um padrão mais regular na forma e na altura das dunas, de maneira que eles podem ser classificados como campos de cadeias de dunas barcanóides.

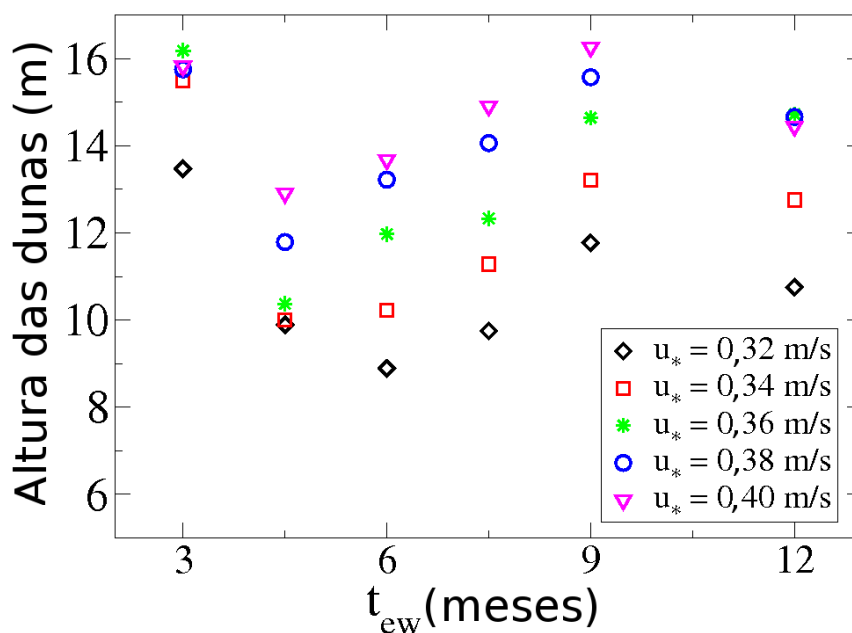


Figura 55: Média das alturas máximas atingidas pelas dunas nos campos simulados para as seguintes velocidades de cisalhamento do vento  $u_*$  (m/s): 0,32, 0,34, 0,36, 0,38 e 0,40. O nível de água oscila com período  $T_w = 1$  ano, atingindo em todos os casos uma altura máxima de 100 cm, ficando exposto acima da superfície que não pode ser erodida durante os seguintes intervalos de tempo  $t_{ew}$  (meses): 3,0, 4,5, 6,0, 7,5, 9,0 e 12,0.



### 3.3.2 Vento unidirecional com intensidade variante

A seguir, realizamos simulações usando a superfície inicial mostrada na figura 42 e um campo com dimensões 5600 m na direção do vento e 896 m na direção perpendicular para um nível de água oscilante com período  $T_w = 1$  ano com fluxo de entrada de areia relativo  $q_{in}/q_s = 1$ . Para uma altura média do nível de água  $\bar{h}_w = 0$  realizamos simulações para um vento que varia em intensidade de acordo com uma função senoidal. A intensidade do vento é uma função do tempo dada pela equação  $u_* = \bar{u}_* + 0,10\sin(2\pi\omega t)$ . As simulações foram realizadas para os seguintes deslocamentos no nível de água,  $A_w$  (cm): 20, 30, 40, 50 60, 100, 150 and 200, para  $\bar{u}_* = 0,30$  m/s.

Da mesma maneira que no caso de simulações com ventos invariantes, para o vento variante em intensidade com regime senoidal primeiramente realizamos uma simulação sem a exposição do nível de água. O campo resultante obtido nessa simulação é semelhante ao campo mostrado na figura 45. Nesse campo pequenas dunas se desenvolvem no início do campo devido à forte entrada de areia e na direção do vento. Como há muita disponibilidade de areia, as dunas crescem em tamanho à medida que avançam sobre o continente na direção do vento. Observamos que, para regimes constantes de vento, quanto maior a velocidade de cisalhamento do vento maiores são as dunas observadas na porção final do campo simulado. Por exemplo, para  $u_* = 0,32$  e  $0,40$  m/s as dunas encontradas do campo atingem alturas máximas em torno de 20 m e 30 m, respectivamente. Para o vento com regime senoidal simulado, em que  $u_*$  oscila entre  $0,20$  m/s e  $0,40$  m/s, as dunas encontradas no campo são menores, e atingem alturas máximas que ficam em torno de 16 m.

Inicialmente, realizamos simulações de maneira que a intensidade do vento e o nível de água oscilam com uma diferença de fase  $\pi$ , isto é, quando o nível de água atinge sua altura máxima, o vento atinge sua intensidade mínima. As imagens da figura 56 mostram os últimos 3 km dos campos obtidos nas simulações realizadas com os seguintes deslocamentos no nível de água  $A_w$  (cm): 20, 100 e 200 cm. Para  $A_w = 20$  cm, o campo apresenta cadeias de dunas barcanóides bastante regulares em suas alturas e formas. O gradiente da altura das dunas na direção do continente é bastante suave de maneira que as dunas atingem cerca de 8 m na porção final do campo, que representa cerca de 50% da altura encontrada sem a influência de água no campo. Resultado bastante diferente do encontrado para o regime de vento constante, quando o deslocamento no nível de água  $A_w = 20$  cm foi capaz de reduzir a altura das dunas no campo para 90% da altura encontrada para a simulação sem água (c.f. fig. 48). Quando o deslocamento do nível de água  $A_w$  aumenta, os campos passam a apresentar dunas irregulares em suas formas e alturas, e as alturas encontradas para as dunas também aumentam. As dunas dos campos

obtidos para  $A_w$  (cm): 60, 100 and 200 alcançam alturas respectivas em torno de 11, 14 e 16 m.

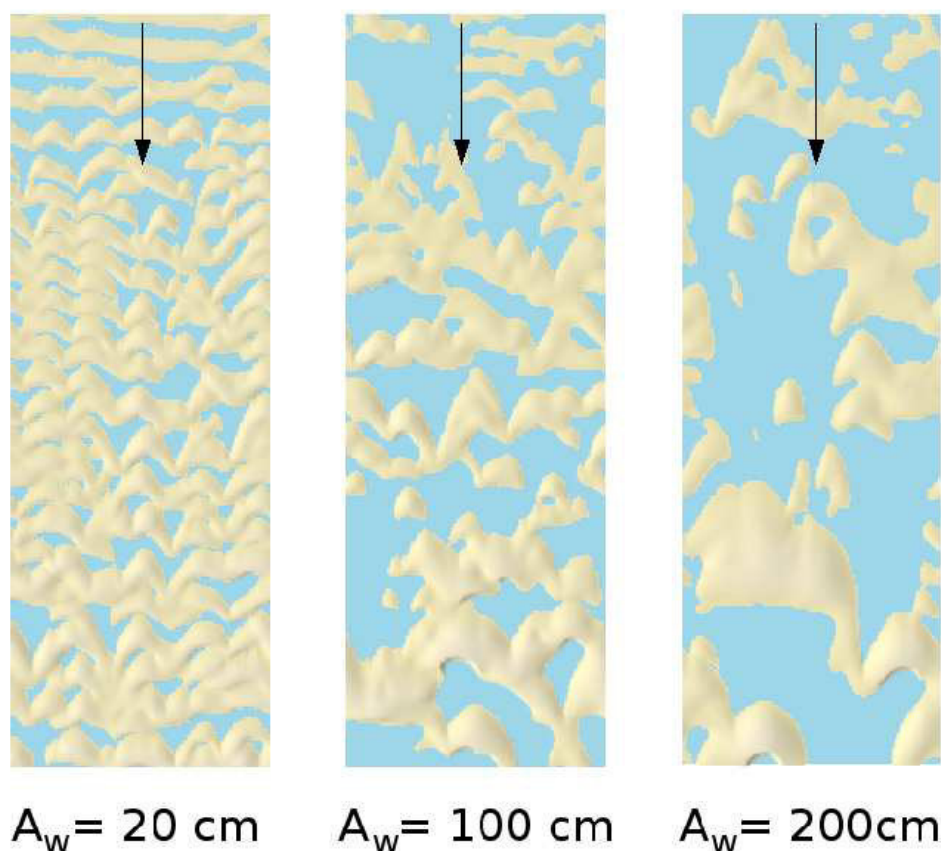


Figura 56: As imagens mostram os últimos 3 km dos campos de duna obtidos nas simulações para um vento unidirecional que sopra de cima para baixo e tem sua intensidade como função do tempo dada pela equação:  $u_*(m/s) = 0,30 + 0,10\sin(2\pi\omega t)$ . A altura do nível de água oscila no campo com um período  $T_w(\text{anos}) = 1$  ano, o mesmo período com que a intensidade de vento varia, no entanto apresentam uma diferença de fase  $\pi$ . Assim, quando o vento atinge sua velocidade máxima a água atinge sua altura mínima. O vento sopra na direção de cima para baixo nas imagens. Os deslocamentos no nível de água  $A_w$  mostrados são: 20, 100 e 200 cm. Para  $A_w = 20$  cm, o campo apresenta cadeias de dunas barcanóides bastante regulares em suas alturas e formas. O gradiente da altura das dunas na direção do continente é bastante suave de maneira que as dunas atingem cerca de 8 m na porção final do campo. Este valor corresponde à metade da altura encontrada na simulação sem água. Quando o deslocamento no nível de água  $A_w$  aumenta observamos que os campos apresentam dunas bastante irregulares em suas formas e alturas, e quase não observamos a presença de cadeias de dunas barcanóides. As dunas dos campos obtidos nas simulações para  $A_w$  (cm): 100 and 200 alcançam alturas próximas de 14 and 16 m, respectivamente.

A figura 57 mostra a média das alturas máximas atingidas pelas dunas no campo normalizadas pela média das alturas máximas atingidas pelas dunas num campo livre da presença da água. Os círculos representam as alturas obtidas para um regime de vento senoidal e os quadrados representam as alturas para um regime de vento invariante. Neste caso, os dados para o

regime de vento constante representam as médias calculadas para os dados mostrados no gráfico da figura 48 para diferentes velocidades de cisalhamento do vento. Para o regime de vento senoidal, à medida que o deslocamento do nível de água  $A_w$  se torna maior, a altura das dunas alcançadas pelas dunas no campo também é maior. Este comportamento é o oposto do comportamento encontrado para o regime de ventos invariantes, quando a altura das dunas encontradas no campo diminuem à medida que o deslocamento do nível de água  $A_w$  aumenta.

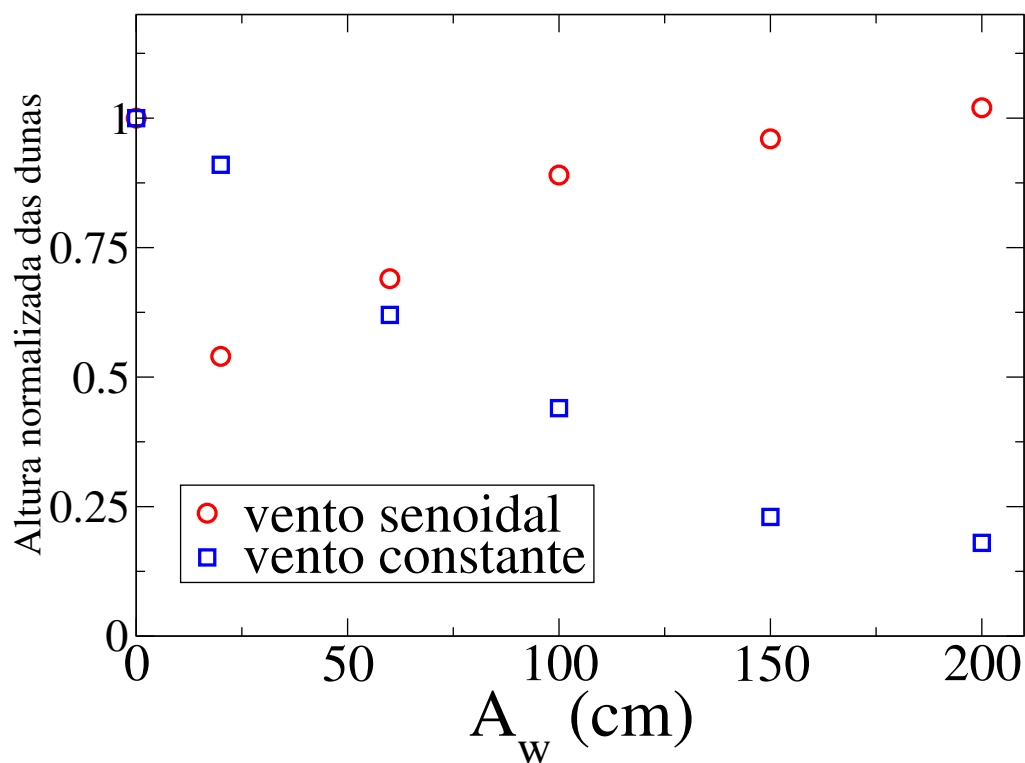


Figura 57: Médias das alturas máximas atingidas pelas dunas, normalizadas pela média das alturas máximas obtida para um campo livre da presença de água. Os círculos representam as alturas obtidas para um regime de vento senoidal e os quadrados representam as alturas para um regime de vento constante. A curva para o regime de vento constante foi obtida pela média das curvas apresentadas na figura 48 para diferentes velocidades de cisalhamento do vento. Podemos afirmar que para um regime senoidal de intensidade de vento, quando o deslocamento do nível de água  $A_w$  aumenta, as alturas máximas atingidas pelas dunas no campo também aumentam. Este comportamento é oposto ao encontrado para um regime de vento constante, quando as alturas máximas das dunas encontradas diminuem à medida que  $A_w$  aumenta.

O gráfico da figura 58 mostra a porcentagem de área ocupada pela superfície de água quando o nível desta atinge sua máxima altura para uma seção retangular que vai dos 3500 m aos 5500 m distantes do início do campo. Os dados mostrados para o regime invariante de

vento foram obtidos através da média dos dados mostrados no gráfico da figura 50. Como podemos observar, para os dois regimes de ventos, senoidal (círculos) e invariante (quadrados), a porcentagem de área ocupada pela superfície exposta de água aumenta à medida que o deslocamento no nível de água ( $A_w$ ) se torna maior. A área ocupada pela superfície de água exposta no regime senoidal é aproximadamente o dobro da área ocupada no regime de vento invariante.

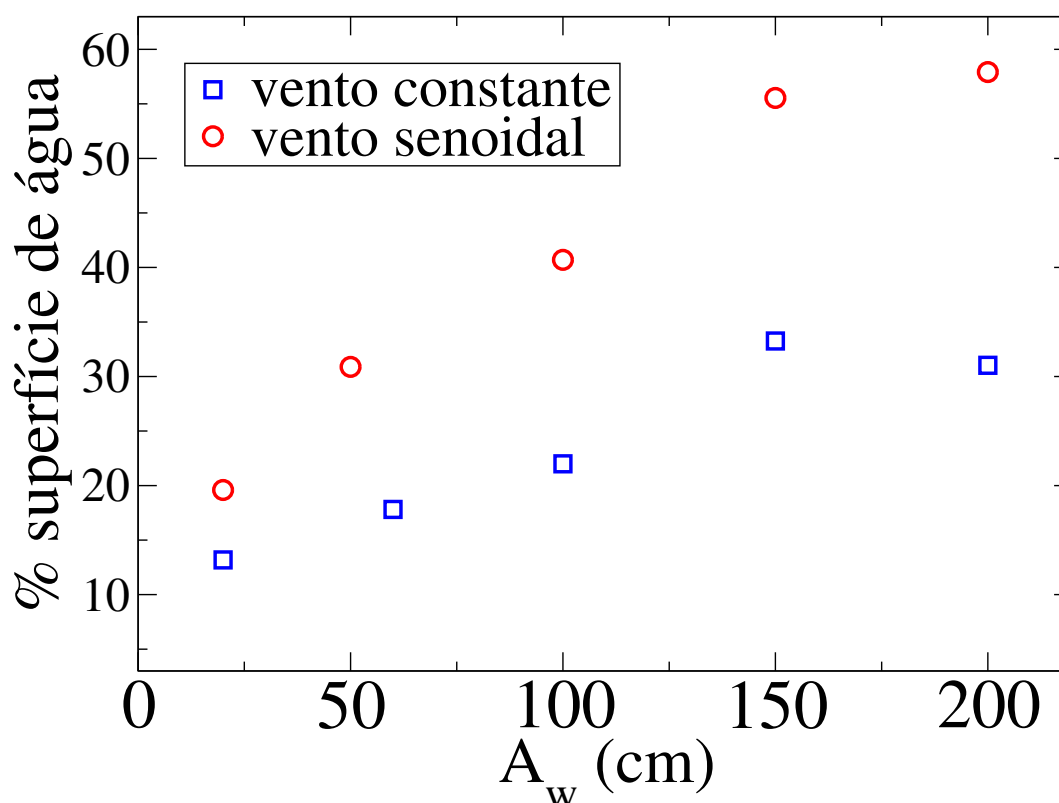


Figura 58: O gráfico mostra a porcentagem de área ocupada pela superfície de água quando o nível de água atinge sua máxima altura para uma seção retangular que vai dos 3500 m aos 5500 m distantes do início do campo. Como podemos observar, para os dois regimes de ventos, senoidal e invariante, a porcentagem de área ocupada pela superfície exposta de água aumenta à medida que o deslocamento no nível de água se torna maior. A área ocupada pela superfície de água exposta no regime senoidal é aproximadamente o dobro da área ocupada no regime de vento invariante.

O gráfico da figura 59 mostra a porcentagem de área livre da presença de dunas calculada no momento em que o nível de água atinge a menor altura abaixo da superfície que não pode ser erodida. Podemos observar que há uma diferença considerável entre os dois regimes de vento, senoidal (círculos) e invariante (quadrados). Para o regime de vento unidirecional que varia senoidalmente em intensidade, a porcentagem de área livre de areia aumenta quando o nível de

água passar a atingir alturas cada vez maiores no campo. Por outro lado, para o regime de vento invariante, à medida que a água atinge maiores alturas nas simulações a porcentagem de área no campo livre da presença de areia diminui, até que é praticamente zero quando  $A_w = 200$  cm.

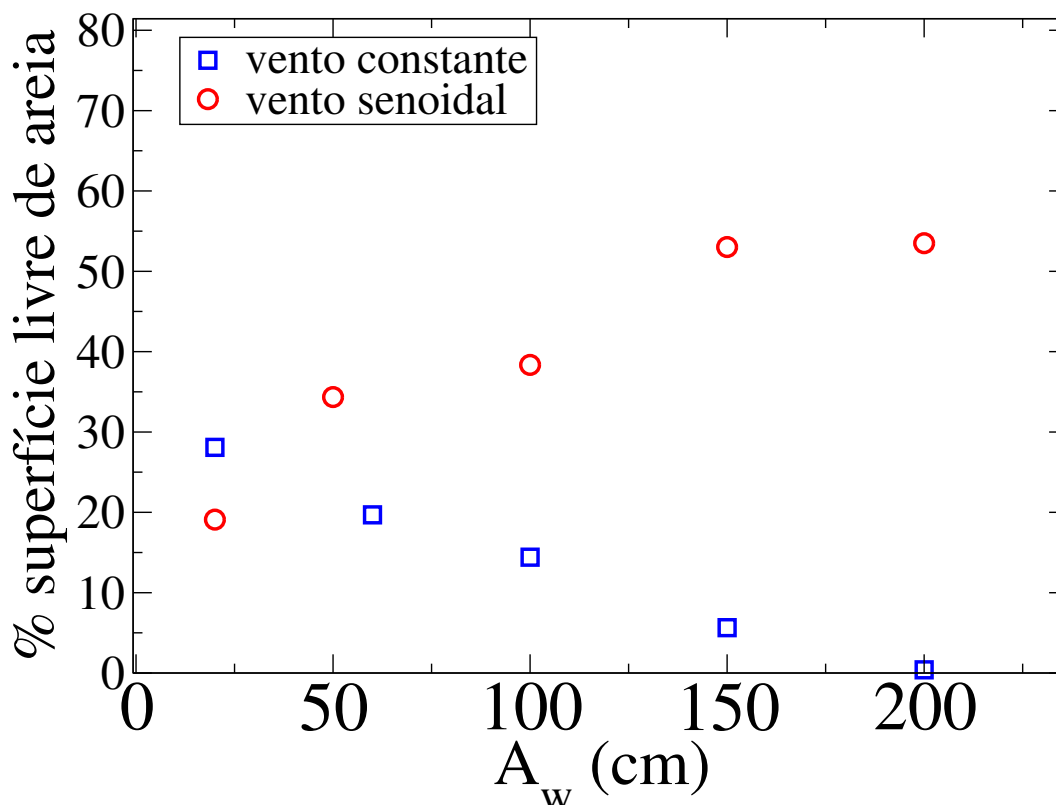


Figura 59: O gráfico mostra a porcentagem de área no campo livre de dunas, no momento em que o nível de água atinge a sua menor altura abaixo da superfície que não pode ser erodida, calculada para uma seção retangular que vai dos 3500 m aos 5500 m distantes do início do campo. O nível de água oscila num período  $T_w = 1$  ano para diferentes deslocamentos  $A_w$ . Como podemos observar, no regime de vento senoidal (círculos) a porcentagem de área no campo livre da presença de areia aumenta quando o nível de água atinge maiores alturas no campo. Por outro lado, para o regime de vento invariante (quadrados) à medida que a água atinge maiores alturas nas simulações a porcentagem de área no campo livre da presença de areia diminui, até que é praticamente zero no caso extremo em que  $A_w = 200$  cm.

Os resultados podem ser entendidos a partir da figura 60 onde os campos resultantes das simulações para  $A_w = 200$  cm são colocados lado a lado, para o regime de vento invariante (imagem de acima) e para o regime senoidal (imagem de baixo). No regime de vento constante em direção e intensidade, o vento é capaz de transportar a areia no campo todo o tempo, e quando o nível de água fica exposto a areia passa a ser aprisionada pela água. Dessa maneira, há um acúmulo de areia nas áreas entre as dunas, o que dá origem a uma camada plana de areia

naquelas áreas. Para o regime de vento unidirecional que oscila senoidalmente em intensidade, quando o nível de água se encontra exposto o vento tem baixa intensidade e pouca capacidade de transportar areia durante esse período. Desta maneira, a areia permanece acumulada nas dunas durante os períodos em que a água não se encontra exposta e o vento tem intensidade suficiente para realizar o transporte da areia.

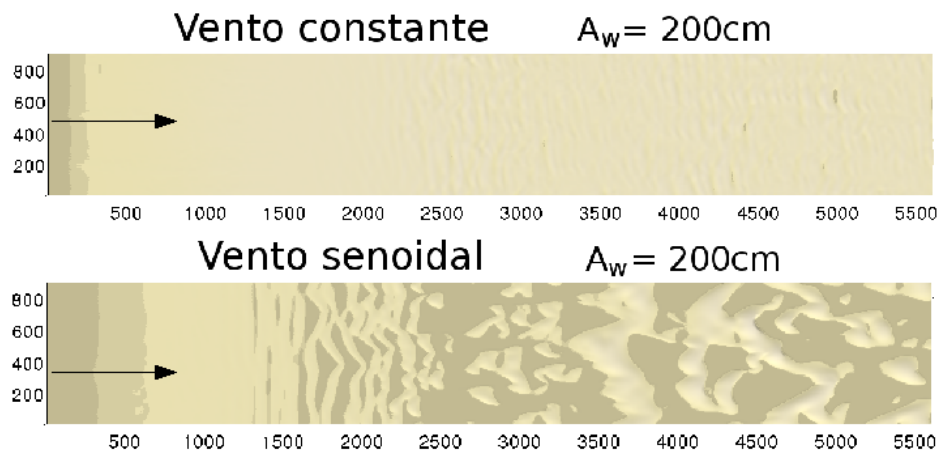


Figura 60: Campos obtidos das simulações com deslocamento na altura do nível de água  $A_w = 200$  cm para os dois regimes de vento, invariante e senoidal. As imagens mostram os campos no momento em que a água se encontra em sua menor altura, e abaixo da superfície que não pode ser erodida. Na imagem de cima, temos o campo resultante para o vento unidirecional com velocidade de cisalhamento  $u_* = 0,36$  m/s e na imagem de baixo temos o campo obtido para o regime de vento unidirecional, cuja intensidade varia no tempo de acordo com a equação  $u_*(m/s) = 0,30 + 0,10\sin(2\pi t)$ . O vento sopra da esquerda para a direita, e ambos os eixos na figura estão dados em unidades de metros. No regime de vento constante em direção e intensidade, o vento é capaz de transportar a areia no campo todo o tempo, de maneira que quando o nível de água fica exposto parte da areia é aprisionada pela água. Assim, há um acúmulo de sedimentos nas áreas entre duas dunas sucessivas, dando origem nessas áreas a uma camada plana arenosa. No caso do vento unidirecional que oscila senoidalmente em intensidade, quando o nível de água se encontra exposto o vento tem baixa intensidade e pouca capacidade de transportar a areia. Portanto, a areia permanece acumulada nas dunas, durante os períodos em que a água se encontra abaixo da superfície que não pode ser erodida.

Realizamos também simulações para diferentes valores da média da velocidade de cisalhamento média do vento,  $\bar{u}_*$  que oscila com regime senoidal. Podemos verificar que quando  $\bar{u}_*$  varia de 0,30 m/s para 0,40 m/s, os campos resultantes não apresentam grandes diferenças morfológicas para os diferentes ventos utilizados, como mostra a figura 61. No entanto, da mesma maneira que no regime de vento constante, à medida que a  $\bar{u}_*$  aumenta, a média das alturas máximas atingidas pelas dunas no campo aumenta, como mostra o gráfico da figura 62.

Para complementar os estudos sobre o vento com regime senoidal, realizamos simulações para a situação em que o vento oscila em intensidade na mesma fase que a altura do nível

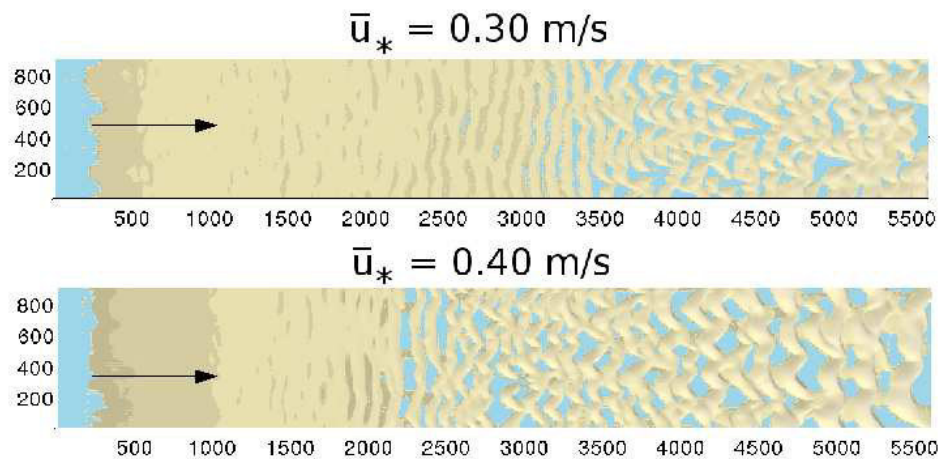


Figura 61: As imagens mostram os campos obtidos nas simulações para diferentes valores da velocidade de cisalhamento média do vento,  $\bar{u}_*$ , que oscila senoidalmente com um período  $T_w = 1$  ano. Acima, quando  $\bar{u}_* = 0,30$  m/s a média das alturas máximas das dunas no campo fica próxima dos 10 m, abaixo, para  $\bar{u}_* = 0,40$  m/s, a média das alturas máximas é aproximadamente de 19 m.

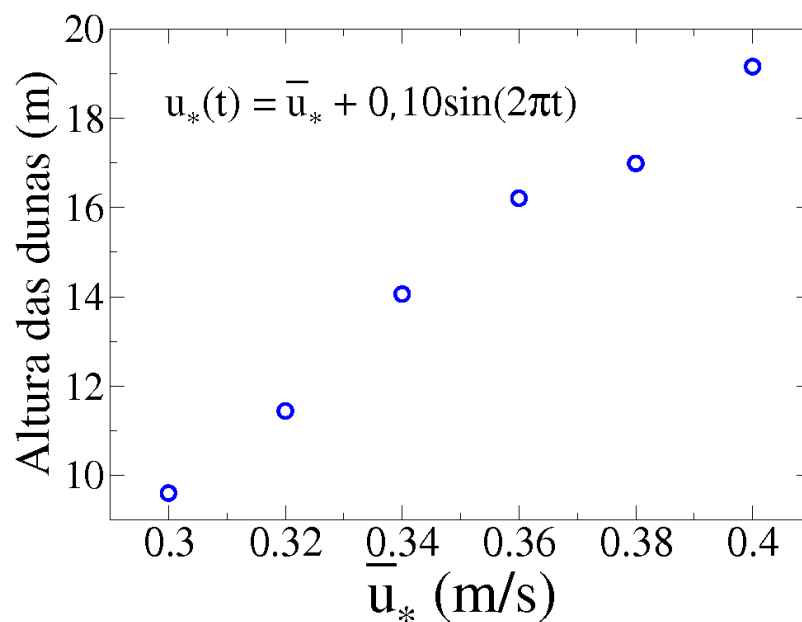


Figura 62: O gráfico mostra a média das alturas máximas atingidas pelas dunas como função da velocidade de cisalhamento média do vento,  $\bar{u}_*$ , que oscila senoidalmente com o período  $T_w = 1$  ano.

de água sobe e desce no terreno. Dessa maneira, quando o nível de água se encontra em sua altura máxima, o vento está soprando com sua máxima velocidade de cisalhamento e vice-versa. As imagens da figura 63 mostram os campos obtidos para o deslocamento mínimo do

nível de água, isto é,  $A_w = 20$  cm, quando a mesma se encontra na altura mínima possível ( $h_w = -20$  cm) abaixo da superfície que não pode ser erodida. Na superfície inicial utilizada nas simulações (Fig. 42) o campo apresenta um cordão arenoso com perfil Gaussiano na direção do vento com altura de 1,25 m. Portanto, nessas simulações a altura máxima atingida pela água ainda permite que um campo de dunas seja formado, como podemos observar na imagem de baixo da figura 63. Entretanto, podemos ver que nesse caso as dunas estão mais próximas uma das outras, apresentando pouca sinuosidade quando comparamos com a imagem de cima que mostra o campo quando o vento e o nível de água oscilam totalmente fora de fase. Calculamos a porcentagem de área livre de areia para os 2 km finais do campo e encontramos um valor próximo de 8% quando o vento e o nível de água oscilam em fase, e um valor aproximado de 20% quando o vento e o nível de água oscilam com uma diferença de fase  $\pi$ .

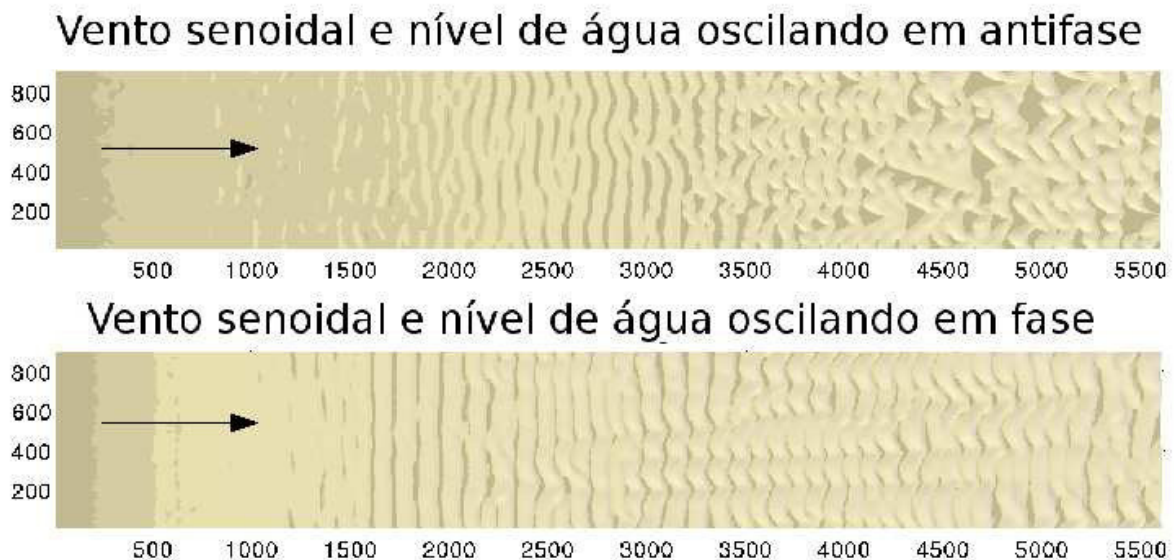


Figura 63: As imagens mostram os campos obtidos com  $A_w = 20$  cm, quando a água se encontra na altura mínima possível ( $h_w = -20$  cm) abaixo da superfície que não pode ser erodida. Nessas simulações a altura máxima atingida pela água ainda permite que um campo de dunas seja formado, como podemos observar na imagem de baixo. Entretanto, podemos ver que nesse caso as dunas estão mais próximas uma das outras, apresentando pouca sinuosidade quando comparamos com a imagem de cima que mostra o campo quando o vento e o nível de água oscilam com uma diferença de fase  $\pi$ . Calculamos a porcentagem de área livre de areia para os 2 km finais dos campos e encontramos um valor próximo de 8% quando o vento e o nível de água oscilam em fase, e um valor aproximado de 20% quando o vento e o nível de água oscilam com uma diferença de fase  $\pi$ . Em ambos os campos as alturas máximas atingidas pelas dunas ficam em torno de 8 m.

Para valores de deslocamentos  $A_w$  acima de 60 cm não observamos a formação de campos de dunas.



## 3.4 Comparação das simulações com os Lençóis Maranhenses

### 3.4.1 A área de estudo

O Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses tem enormes dunas de areia que surgem no litoral e avançam sobre o continente pela ação de fortes ventos que alcançam até 70 km/h (Parteli, 2007). O parque está localizado na Região Nordeste do Brasil, no litoral leste do Estado do Maranhão, (Fig. 64), e é delimitado pelas coordenadas  $2^{\circ}19'S$  e  $2^{\circ}45'S$ , e  $42^{\circ}44'O$  e  $43^{\circ}29'O$ . As dunas dos Lençóis Maranhenses ocupam cerca de 155 mil hectares e cobrem uma

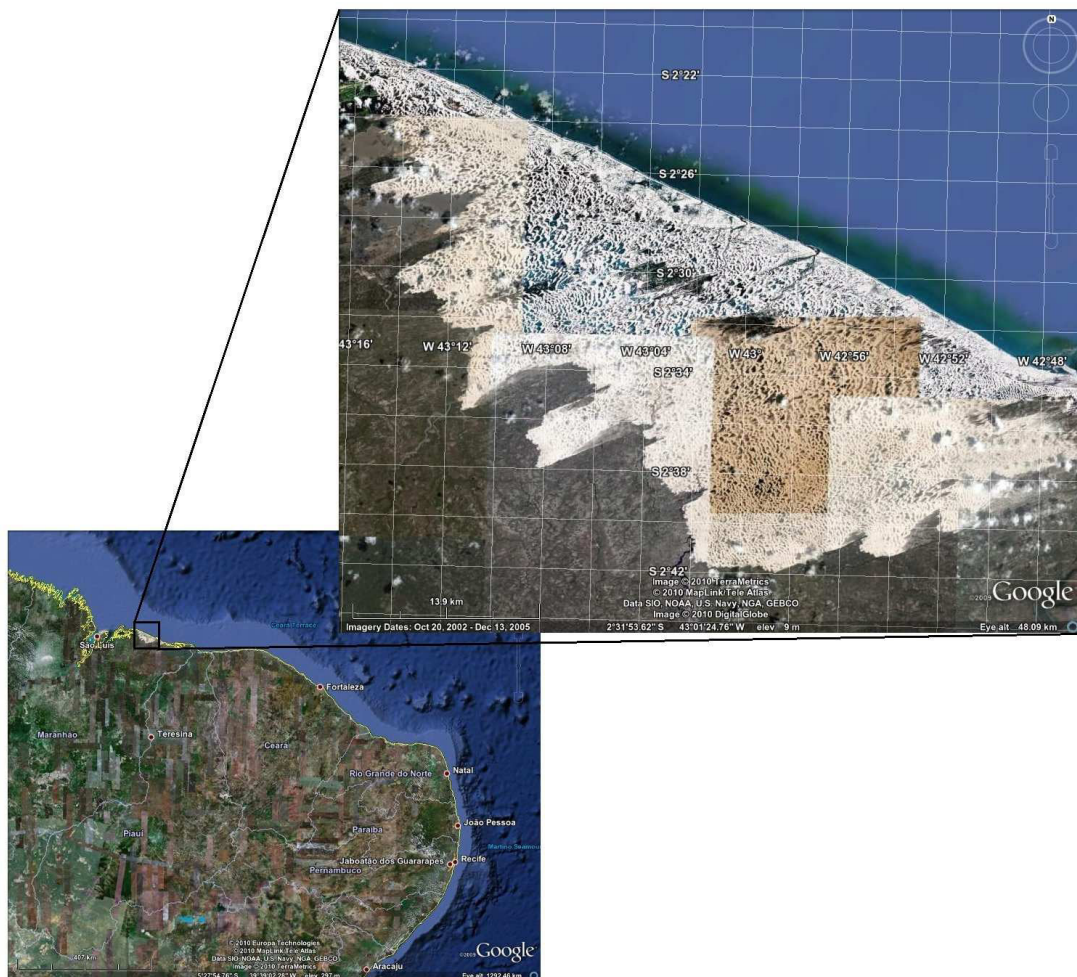


Figura 64: O Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses está localizado no nordeste do Brasil na região costeira do Estado do Maranhão delimitado pelas coordenadas  $2^{\circ}19'S$  e  $2^{\circ}45'S$ , and  $42^{\circ}44'O$  and  $43^{\circ}29'O$ .

área costeira de aproximadamente 50 km de extensão. Apesar de ser conhecido como Saara Brasileiro a região apresenta um índice de pluviosidade anual entre 1500 mm e 2000 mm, que

é muito superior aos índices encontrados em regiões desérticas, em geral menores que 250 mm anuais. Esse campo de dunas é fortemente marcado pela presença da água.

O nome lençóis se refere à aparência das dunas transversais e e das cadeias de dunas barcanóides que se movem na direção do vento e mudam continuamente a topografia local (fig. 65). Esses tipos de duna aparecem em locais onde o vento é unidirecional e onde há uma grande quantidade de areia para ser transportada (Bagnold, 1941).



Figura 65: A imagem mostra a paisagem típica do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses, constituída de dunas transversais e cadeias barcanóides intercaladas por lagos e lagoas que são abastecidas principalmente pelas chuvas. As dunas apresentam alta mobilidade e mudam continuamente a topografia do terreno.

A areia que dá origem às dunas dos lençóis é oriunda da deposição de sedimentos na praia pela ação das marés. Ela é basicamente composta por grãos de quartzo que apresentam diâmetros que variam entre 120 e 350  $\mu\text{m}$  (IBAMA, 2003; Levin *et al.*, 2007). De fato, esses valores são consistentes com o diâmetro médio  $d = 250 \mu\text{m}$ , característico dos grãos de areia de dunas desérticas e costeiras, tal como encontrado em diferentes campos de dunas (Bagnold, 1941; Pye e Tsoar, 1990).

Gonçalves *et al.* (2003) realizou uma análise sistemática da geomorfologia e da classificação das dunas presentes nos Lençóis Maranhenses. Os autores definiram cinco grupos de

feições eólicas: dunas livres, dunas fixas, dunas semi-fixas, lençóis de areia, esteiras de dunas e feições de erosão. As dunas transversais e cadeias de dunas barcanóides foram classificadas como formas de dunas livres e caracterizadas de acordo com sua sinuosidade, espaçamento entre cristas sucessivas e taxa de mobilidade. De acordo com os autores as cadeias de dunas barcanóides são formadas por dunas barcanas que se juntam nos braços, enquanto que as dunas transversais possuem baixa sinuosidade e pequeno espaçamento entre as cristas das dunas. Os autores propõem dois mecanismos para explicar a origem dessas dunas. Primeiro, as dunas transversais são apontadas como resultado da interação de cadeias de barcanóides com a vegetação em suas fronteiras. Segundo, as dunas transversais resultam simplesmente do forte suprimento de areia que existe no campo (Gonçalves *et al.*, 2003).

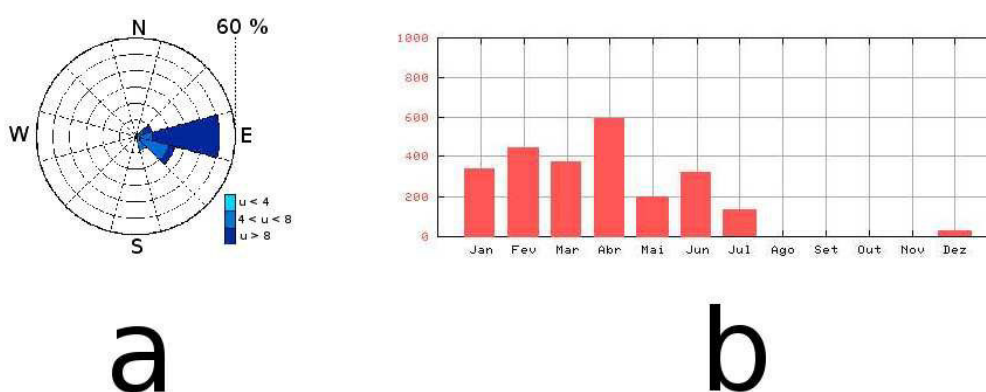


Figura 66: a) Rosa dos ventos para a área dos Lençóis Maranhenses para o período de janeiro a dezembro de 2003. Como podemos ver o vento sopra principalmente da direção Leste. A velocidade do vento  $u$  está em unidades de m/s. b) Precipitação acumulada para cada mês do ano em mm (Parteli *et al.*, 2006).

Na região dos Lençóis Maranhenses a pluviosidade média anual fica entre 1500 mm e 2000 mm. A distribuição das chuvas possui forte caráter sazonal, já que grande parte da precipitação está muito concentrada nos primeiros meses do ano, como pode ser visto na figura 66a. De janeiro a julho cerca de 93 % das chuvas acontecem (Jimenez *et al.*, 1999). Devido a essa forte concentração das chuvas existe um aumento e rebaixamento sazonal do nível de água no terreno, de maneira que uma grande fração das lagoas inter-dunares são formadas no período chuvoso e desaparecem na estação seca que se estende de agosto a dezembro. Devido ao grande número de lagos e lagoas presentes no campo de dunas, a região apresenta uma umidade relativa do ar em torno de 68% (IBAMA, 2003). A temperatura média anual é 28,5°C e atinge um valor médio de 31°C durante a estação seca.

A rosa dos ventos (Fig. 66b) mostra que o vento sopra predominantemente da direção Leste. O campo de dunas está localizado dentro de um cinturão em que o vento possui alta velocidade média ( $>8,5$  m/s) que se estende por toda costa norte da Região Nordeste do Brasil, indo do Rio Grande do Norte até o estuário do Rio Amazonas (Tsoar *et al.*, 2009). O potencial de transporte eólico,  $DP$  (*drift potential*, em inglês) mede o efeito da força do vento sobre o movimento das dunas de areia e escala com o cubo da velocidade do vento (Fryberger, 1979). O potencial do vento  $DP$  é calculado pela seguinte equação

$$DP = \sum \frac{U^2(U - U_t)}{100} t \quad (3.4)$$

onde  $U$  é a velocidade do vento medida em nós a uma altura de 10 m,  $U_t$  é a velocidade limiar ( $12$  nós  $\approx 6.17$  m/s) e  $t$  é porcentagem de tempo em que a velocidade do vento está acima de  $U_t$ . A divisão por 100 é realizada para ajustar os valores obtidos para  $DP$  de forma que eles tenham valores mais convenientes (Tsoar *et al.*, 2009).

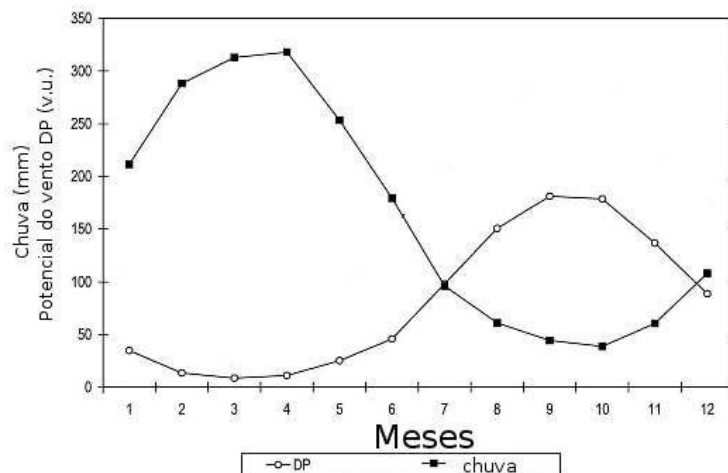


Figura 67: Relação entre o potencial de transporte mensal médio do vento ( $DP$ ) e a precipitação calculada por Tsoar *et al.* (2009) baseado nos dados tirados do NCEP/NCAR *Reanalysis*, de maneira que o potencial de transporte médio  $DP$  e a precipitação foram medidos no período de 1991 a 2007. A localização para os dados de ventos obtidos é dada pelas seguintes coordenadas:  $40^{\circ}O$ ;  $2,5^{\circ}S$ ; e os dados de precipitação foram obtidos para as seguintes coordenadas:  $39,4^{\circ}O$ ;  $2,9^{\circ}S$ . Como podemos observar, a variação mensal em  $DP$  ao longo do ano mostra que o potencial do vento tem os valores mais baixos durante a estação chuvosa, e de maneira oposta durante a estação seca se encontram os valores mais altos.

O gráfico da figura 67 mostra a relação entre o potencial de transporte mensal médio do vento ( $DP$ ) e a precipitação calculada por Tsoar *et al.* (2009), baseada nos dados tirados do NCEP/NCAR *Reanalysis*, de maneira que o potencial de transporte médio  $DP$  e a precipitação foram medidos no período de 1991 a 2007. A localização para os dados de ventos obtidos é

dada pelas seguintes coordenadas: 40°O; 2,5°S; e os dados de precipitação foram obtidos para as seguintes coordenadas: 39,4°O; 2,9°S. Como podemos observar, a variação mensal em *DP* ao longo do ano mostra que o potencial do vento tem os valores mais baixos durante a estação chuvosa, e de maneira oposta durante a estação seca se encontram os valores mais altos.

A figura 67 mostra que a estação chuvosa e a consequente elevação do nível de água coincide com a época de baixo potencial de transporte do vento *DP* o que dificulta o transporte da areia e implica na redução da taxa de mobilidade das dunas. Por outro lado, durante a estação seca o nível de água sofre rebaixamento e devido ao alto valor de potencial de vento *DP* as dunas passam a ter alta taxa de mobilidade. Dessa maneira, a paisagem do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses muda continuamente, assim as lagoas e lagos costumam reaparecer em diferentes lugares com diferentes contornos a cada estação chuvosa.

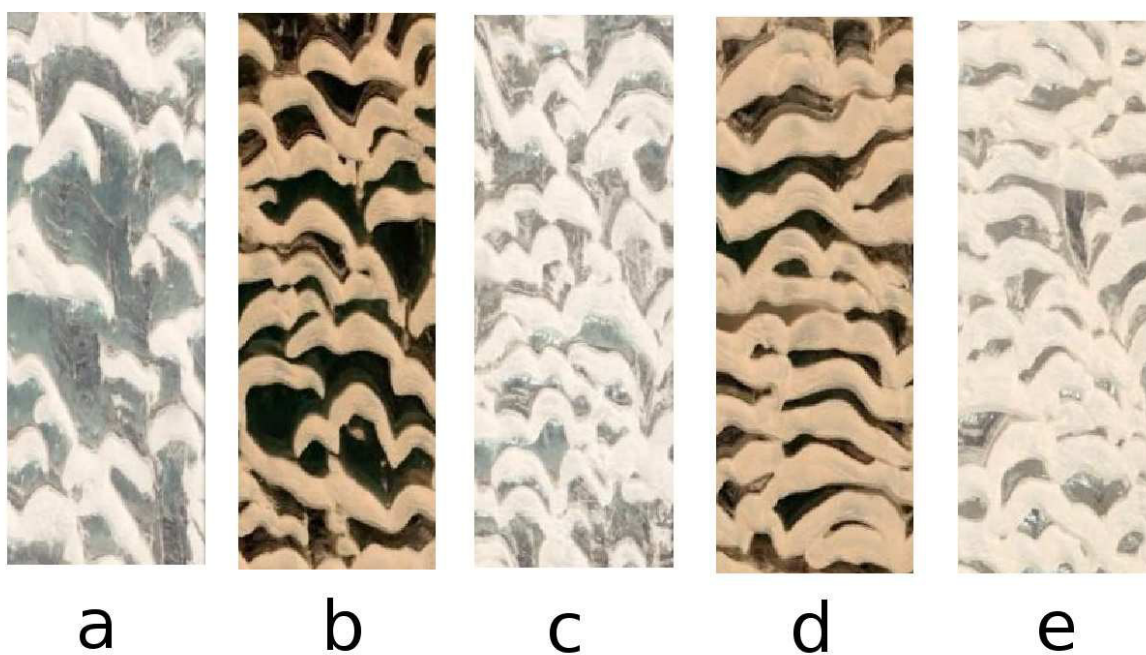


Figura 68: Diferentes regiões dos Lençóis Maranhenses selecionadas a partir de imagens de satélites com dimensões de 2500 m no sentido que sopra o vento e 890 m na direção perpendicular. Nas imagens podemos ver que existem diferenças entre as regiões selecionadas. Analisamos a distribuição espacial das dunas em cada uma das imagens e verificamos que a área ocupada pelas dunas no campo corresponde da esquerda para a direita a: 43%, 54%, 61%, 70% e 77%.

Segundo Levin *et al.* (2007) as áreas entre as dunas, que ficam cobertas pela água ocupam cerca de 41% da área dos Lençóis Maranhenses. A figura 68 mostra algumas porções da região selecionadas a partir de imagens de satélites com dimensões de 2500 m no sentido que sopra o vento e 890 m na direção perpendicular. Nas imagens podemos ver que existem diferenças

entre as regiões selecionadas. Analisamos a distribuição espacial das dunas em cada uma das imagens e verificamos que a área ocupada pelas dunas no campo corresponde da esquerda para a direita a: 43%, 54%, 61%, 70% e 77%.

### 3.4.2 Comparações entre as simulações e os campos reais

Recentemente os Lençóis Maranhenses foram comparados com simulações realizadas em duas dimensões para um campo de dunas transversais (Lee *et al.*, 2005; Parteli e Herrmann, 2006; Parteli, 2007), que concordaram com a observação que as dunas em determinado campo possuem aproximadamente a mesma altura (Parteli e Herrmann, 2006). Nesta seção realizamos comparações dos campos tridimensionais obtidos nas simulações com a presença de água com porções selecionadas das imagens de satélites dos Lençóis Maranhenses. Utilizamos nas comparações tanto campos obtidos em simulações com regime de vento senoidal como campos obtidos com regime de vento constante.

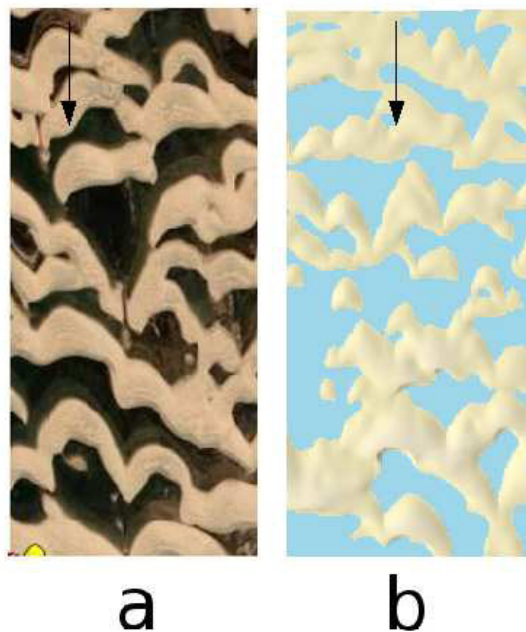


Figura 69: Comparação entre as imagens a) de uma porção real do campo dos Lençóis Maranhenses (crédito da imagem: GoogleEarth) com b) um campo obtido através de simulação. Ambos os campos tem dimensões de 1964 m e 896 m na direção paralela e perpendicular ao vento predominante, respectivamente. O campo simulado foi obtido para um regime de vento senoidal onde  $u_*(m/s) = 0,30 + 0,10\sin(2\pi t)$ , com um deslocamento no nível de água  $A_w = 100$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. No campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a 54% da imagem, na simulação este valor é de 58%.

Na figura 69 comparamos as imagens entre uma porção do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses (Fig. 69a) obtida através de imagens de satélite com um campo obtido através

de simulação (Fig. 69b). Ambos os campos tem 1964 m de comprimento na direção que sopra o vento predominantemente e 896 m de largura. O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento que oscila senoidalmente de acordo com a a função  $u_*(m/s) = 0,30 + 0,10\sin(2\pi t)$ , para um deslocamento no nível de água  $A_w = 100$  cm com um período de oscilação  $T_w = 1,0$  ano. A imagem de satélite mostra uma porção dos Lençóis Maranhenses que pode ser localizada através das seguintes coordenadas  $2^\circ 38' 44,56'' S$  e  $42^\circ 58' 59,03'' O$ . Nesta comparação, no campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a aproximadamente 54% da porção do campo mostrado na imagem e na simulação este valor fica em torno de 58%.

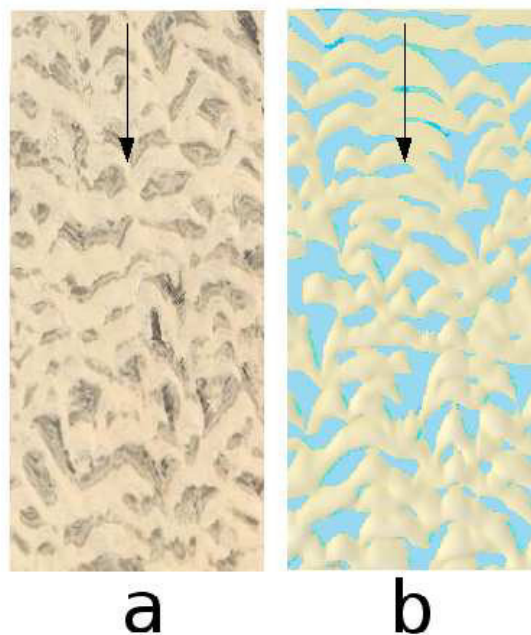


Figura 70: Comparação entre as imagens a) de uma porção real do campo dos Lençóis Maranhenses (crédito da imagem: GoogleEarth) com b) um campo obtido através de simulação. Ambos os campos tem dimensões de 1964 m e 896 m na direção paralela e perpendicular ao vento predominante, respectivamente. O campo simulado foi obtido para um regime de vento senoidal onde  $u_*(m/s) = 0,30 + 0,10\sin(2\pi t)$ , com um deslocamento no nível de água  $A_w = 60$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. No campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a aproximadamente 68% da imagem, e na simulação o valor encontrado é de aproximadamente 65%.

Como vimos dos resultados mostrados na figura 56, a morfologia de um campo é resultante da amplitude de variação do nível de água. Na figura 70 comparamos as imagens entre uma porção da região conhecida por Pequenos Lençóis Maranhenses (Fig. 70a) obtida através de imagens de satélite, com um campo obtido através de simulação (Fig. 70b). O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento que oscila senoidalmente da mesma forma que o campo mostrado na figura 69b. Entretanto, baixamos a amplitude da variação do nível de água, de maneira que temos  $A_w = 60$  cm para o período de oscilação  $T_w = 1,0$  ano. Ambos

os campos tem 1964 m de comprimento na direção que sopra o vento predominantemente e 896 m de largura. A porção de campo real pode ser localizada pelas seguintes coordenadas  $2^{\circ}41'52,42''S$  e  $42^{\circ}38'36,74''O$ .

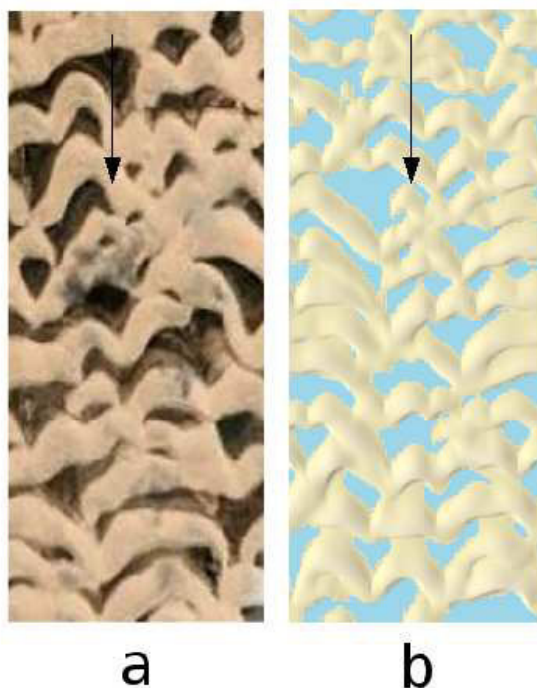


Figura 71: Comparação entre as imagens a) de uma porção real do campo dos Lençóis Maranhenses (crédito da imagem: GoogleEarth) com b) um campo obtido através de simulação. Ambos os campos tem dimensões de 1964 m e 896 m na direção paralela e perpendicular ao vento predominante, respectivamente. O campo simulado foi obtido para um regime de vento senoidal onde  $u_*(m/s) = 0,40 + 0,10\sin(2\pi t)$ , com um deslocamento no nível de água  $A_w = 50$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. No campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a aproximadamente 66% da imagem, e na simulação o valor encontrado é de aproximadamente 72%.

Sabemos também, que um aumento na velocidade de cisalhamento média  $\bar{u}_*$  do vento resulta num campo com dunas maiores. Na figura 71 comparamos uma porção dos Lençóis Maranhenses (Fig. 71a) localizada pelas coordenadas  $2^{\circ}39'08,86''S$  e  $42^{\circ}59'06,85''O$  com o campo obtido na simulação quando fazemos  $\bar{u}_* = 0,40$  m/s (Fig. 71b). Na imagem do campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a aproximadamente 66%, e na imagem do campo simulado o valor encontrado é de aproximadamente 72%.

Das imagens de satélite podemos ver que para um mesmo período do ano há lugares em que as lagoas estão completamente secas. No entanto, em outros sítios ainda há forte presença da água, o que indica uma maior profundidade das lagoas como podemos ver na comparação das imagens de satélite mostradas nas figuras 69a e 70a. Como vimos na figura 68, podemos



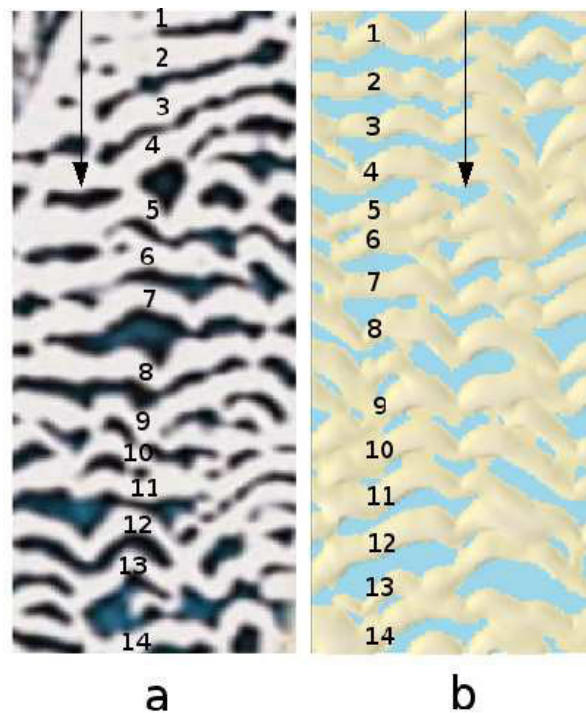


Figura 72: Comparação entre as imagens a) de uma porção real do campo dos Lençóis Maranhenses (crédito da imagem: GoogleEarth) com b) um campo obtido através de simulação. Ambos os campos tem dimensões de 1964 m e 896 m na direção paralela e perpendicular ao vento predominante, respectivamente. O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,36$  m/s, com um deslocamento no nível de água  $A_w = 100$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. No campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a 72% da imagem, na simulação este valor é de 69%.

identificar nos Lençóis Maranhenses diferenças na proporção de área ocupada pelas dunas no campo. De forma que em alguns lugares deste campo, as dunas ocupam em torno de 40% da área. No entanto, em outros sítios próximos, submetidos às mesmas condições climáticas de chuva e vento, as dunas chegam a ocupar aproximadamente 80% da área. Das comparações, podemos concluir que essa não uniformidade do campo na distribuição das dunas se deve ao fato do nível de água apresentar diferentes deslocamentos quando sobe e desce periodicamente no terreno. O terreno onde se desenvolvem os Lençóis Maranhenses deve apresentar uma não homogeneidade nas propriedades físicas do solo (porosidade e permeabilidade) assim como variações topográficas da ordem de alguns decímetros que levam o nível de água a oscilar com diferentes deslocamentos  $A_w$ .

Conseguimos obter padrões semelhantes aos encontrados nos Lençóis também quando usamos o regime de vento constante. Na figura 72 comparamos as imagens entre uma porção do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses (Fig. 72a) obtida através de imagens de satélites com um campo obtido através de simulação (Fig. 72b). Ambos os campos tem 1964 m de

comprimento na direção que sopra o vento predominantemente e 896 m de largura. O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,36$  m/s, para um deslocamento no nível de água  $A_w = 100$  cm com um período de oscilação  $T_w = 1,0$  ano. A imagem de satélite mostra uma porção dos Lençóis Maranhenses localizada pelas seguintes coordenadas  $2^\circ 34' 26,09''$ S e  $42^\circ 48' 56,29''$ O.

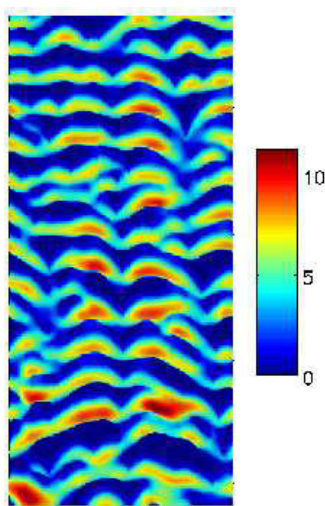


Figura 73: Campo de dunas simulado representado por uma escala de cores para as alturas para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,36$  m/s, com um deslocamento de nível de água  $A_w = 100$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. As alturas das dunas simuladas ficaram em torno de 7 a 11 m aproximadamente, valores que são semelhantes aos encontrados por Parteli *et al.* (2006) quando foram medidas as alturas das dunas reais em um campo de dunas transversais próximo.

Como podemos ver, num aspecto geral, a comparação qualitativa entre o campo obtido na simulação (Fig. 72b) e a porção do campo real observada (Fig. 72a) é bastante satisfatória. Podemos apontar em ambas as imagens aproximadamente 14 linhas de dunas paralelas entre si e perpendiculares à direção do vento predominante, como mostram os números sobrepostos às imagens. A simulação também concorda quantitativamente com a imagem de satélite quanto à área relativa ocupada pelas dunas no campo. Enquanto no campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a 72% da imagem, na simulação este valor é de 69%.

A porção dos Lençóis Maranhenses observada na figura 72a está localizada próxima a um campo de dunas transversais recentemente estudado por Parteli *et al.* (2006) onde as alturas observadas para as dunas ficaram em torno de 7 e 10 m. Na figura 73, mostramos o campo obtido na simulação representado numa escala de cores para as alturas das dunas. As alturas das dunas simuladas ficaram em torno de 7 a 11 m aproximadamente, valores que são semelhantes àqueles observados em campo reais.

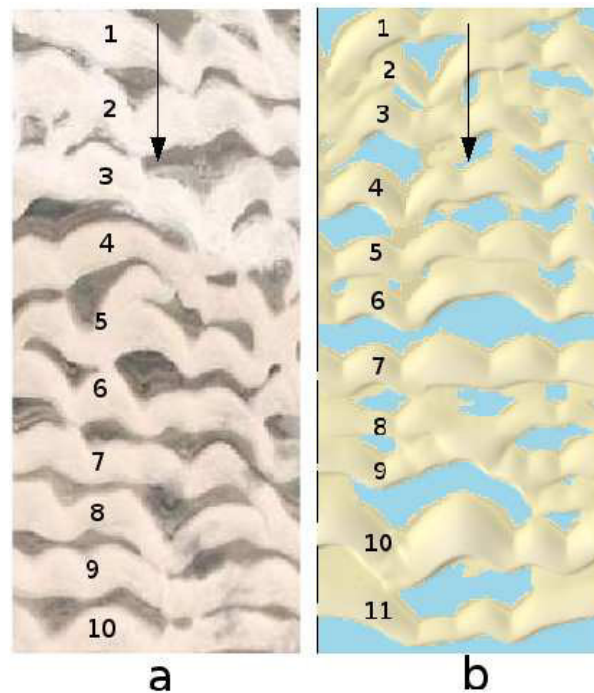


Figura 74: Comparação entre imagens a) de uma porção real do campo dos Lençóis Maranhenses com b) o campo obtido através de simulação. Ambos os campos tem dimensões de 1964 m e 896 m na direção paralela e perpendicular ao vento predominante respectivamente. O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,40$  m/s, com um deslocamento no nível de água  $A_w = 100$  cm para um período  $T_w = 1,0$  ano. No campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a 66% da imagem, enquanto que no campo obtido na simulação este valor é de 72%.

Na figura 74 comparamos uma imagem de satélite de uma região mais central dos Lençóis Maranhenses com a imagem de um campo obtido através de simulação. Ambos os campos apresentam dimensões de 1964 m e 896 m nas direções respectivamente paralela e perpendicular ao vento predominante. A imagem de satélite mostra uma porção mais afastada da costa dos Lençóis Maranhenses localizada pelas seguintes coordenadas  $2^\circ 40' 20,09'' S$  e  $42^\circ 57' 04,77'' O$ . O campo simulado foi obtido para uma velocidade de cisalhamento do vento  $u_* = 0,40$  m/s e nível de água oscilante com período  $T_w = 1,0$  ano para um deslocamento  $A_w = 60$  cm. Neste caso, a comparação entre o campo real (Fig. 74a) e o campo simulado (Fig. 74b) também é satisfatória. Podemos apontar na imagem obtida por simulação cerca de 10 linhas de dunas paralelas entre si e perpendiculares a direção do vento predominante enquanto que para a imagem real obtida por satélite contamos cerca de 11 linhas de dunas como mostram os números sobrepostos as imagens. Na comparação quantitativa, onde medimos a área relativa ocupada pelas dunas no campo, no campo real a área ocupada pelas dunas corresponde a 66% da imagem, enquanto que no campo obtido na simulação este valor é de 72%.

## 4 CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

Nesta tese estudamos a gênese de campos de dunas costeiras através do modelo DUNE desenvolvido por Sauermann *et al.* (2001) e Kroy *et al.* (2002), e posteriormente aprimorado por Schwämmle e Herrmann (2004). O modelo DUNE foi desenvolvido para calcular o transporte de grãos por saltação e para a formação de dunas de areia. Depois, passou a levar em consideração também o crescimento da vegetação (Durán e Herrmann, 2006a). Neste trabalho, acrescentamos ao modelo um nível de água dinâmico que fica exposto no terreno, interferindo no transporte de areia e conseqüentemente na formação dos campos de dunas. De uma maneira geral, investigamos aqui a morfologia e a dinâmica das dunas que surgem de uma praia sob a influência de um vento unidirecional. Podemos sumarizar nossos resultados da seguinte maneira:

1. No capítulo 2, estudamos a gênese de campos de dunas sob a influência do crescimento da vegetação. Durán e Herrmann (2006a) realizaram um estudo que caracterizou a influência do crescimento das plantas sobre as dunas barcanas e a possível fixação da areia, transformando-as em dunas parabólicas. Assim, antes de iniciarmos o estudo da gênese de campos, buscamos estudar o desenvolvimento de dunas transversais. Nesta parte do trabalho encontramos uma altura máxima para a duna transversal sob a influência da vegetação. Se a altura da duna é maior que esse limite a duna perderá volume continuamente: a vegetação retém a areia da duna dando origem a pequenos acúmulos de areia que são cobertos por vegetação denominados retrocordões, à medida que a duna transversal se desloca na direção do vento. As marcas somente aparecem se a vegetação possui uma altura que é suficiente para aprisionar a areia da duna, isto é, se  $H_v$  excede um valor mínimo  $H_{th} \approx 40$  cm. Normalmente, uma das técnicas utilizadas na estabilização de dunas de areia que avançam sobre obras de interesse para os homens é o plantio de vegetação. A formação de dunas parabólicas estabilizadas é alcançada apenas nas simulações em três dimensões com o crescimento da vegetação (Durán e Herrmann, 2006a). O modelo permite estimar a taxa de migração de uma duna transversal em um ambiente onde a vegetação se desenvolve com determinada taxa de crescimento.

Passamos então, a estudar a gênese de campos de dunas sob a influência do crescimento da vegetação. Inicialmente, na ausência do crescimento da vegetação, os campos costeiros de dunas são formados quando há um fluxo de entrada elevado da areia. As simulações mostram os estágios formativos das dunas costeiras que emergem de uma praia sob o fluxo saturado de areia na entrada: nesse caso, pequenas instabilidades com alturas de alguns centímetros se desenvolvem na superfície da areia; estas instabilidades evoluem em dunas pequenas com alguns decímetros de altura, que migram na mesma direção que sopra o vento e crescem em tamanho à medida que penetram no continente, isto é, o tamanho médio das dunas aumenta na direção do continente devido ao grande entrada de areia.

Verificamos que em áreas com um baixo fluxo de entrada de areia, o crescimento da vegetação pode dar início à deposição da areia, promovendo portanto a nucleação de dunas mesmo se a entrada de areia é escassa. A dinâmica de formação de campos de dunas começa com uma deposição de areia paralelamente alinhada à linha de costa que tem a aparência de uma barreira de areia ou duna frontal. As dunas crescem em tamanho e podem escapar da barreira para então migrarem na direção do vento para dentro do continente onde a vegetação pode crescer. Quando o fluxo de entrada de areia cresce, algumas barcanas escapam, migrando na direção do vento, mas perdendo areia que é aprisionada pela vegetação nos flancos da duna, formando assim trilhos de areia fixados pelas plantas. A largura ( $\Delta L$ ) da praia em que não pode crescer vegetação determina o tempo necessário para a acumulação e formação da duna na praia. Quanto maior  $\Delta L$ , mais elevada é a taxa de acumulação da areia e de crescimento da duna, e menor a distância média entre duas dunas sucessivas no campo.

A velocidade de cisalhamento do vento,  $u_*$ , e a taxa característica do crescimento da vegetação,  $V_v$ , controlam fundamentalmente a morfologia dos campos costeiros de dunas. Ambas as quantidades estão inseridas no índice de fixação  $\Theta$  (Eq. (2.3)), que controla a transformação das dunas barcanas ( $\Theta > 0,5$ ) em dunas parabólicas ( $\Theta < 0,5$ ) (Durán e Herrmann, 2006a; Reitz *et al.*, 2010). Além disso, as simulações mostram que, quando houver uma fonte da areia, o volume médio  $V$  de dunas emergentes depende tanto da taxa de crescimento da vegetação, quanto da força do vento e também da densidade máxima de cobertura da vegetação, a qual está relacionada com a altura máxima  $H_v$  atingida pela vegetação através da equação 1.52. De fato, quanto maior a habilidade das plantas em prender a areia, maiores serão as dunas. Assim, um aumento no volume da duna implica numa diminuição em  $\Theta$  (c.f. Eq. (2.3)), contribuindo portanto para a estabilização e fixação das dunas.

Os resultados concordam com a hipótese de Hesp *et al.* (2004) que aponta a origem das dunas frontais a partir da deposição da areia pela ação do vento na vegetação de pós-praia, sem que seja necessária a formação anterior de um cordão de praia para o desenvolvimento de cordões de areia paralelos à linha de praia.

Através das simulações conseguimos reproduzir as diferentes morfologias dos campos de dunas costeiras observados na natureza: (i) barcanas sem a presença da vegetação e dunas transversais; (ii) barcanas com os trilhos de fixação pela vegetação principiantes; (iii) dunas parabólicas e (iv) barreiras ou dunas frontais ao longo da costa da areia ocupada por vegetação, respectivamente para a crescente taxa de desenvolvimento da cobertura da vegetação e para a diminuição na velocidade de cisalhamento do vento. Na figura 37 mostramos alguns resultados obtidos das simulações que comparamos às imagens de campos reais de dunas litorâneas.

2. No capítulo 3, introduzimos no modelo DUNE a influência de um nível de água dinâmico. De maneira que, nos cálculos, nos locais onde a superfície de água está exposta, não pode ocorrer o transporte dos grãos, isto é, o fluxo de areia é nulo, e assim a água afeta a morfologia das dunas existentes. Com isso, usamos o modelo DUNE para investigar a gênese e o desenvolvimento de campos de dunas costeiras na presença de um nível de água dinâmico. Buscamos com isso, um entendimento quantitativo da dinâmica de campos de dunas costeiras como função das condições climáticas locais, já que a dinâmica do nível de água está relacionada ao regime de chuvas (Jimenez *et al.*, 1999; Levin *et al.*, 2009).

Os resultados dos campos obtidos para ventos com velocidade de cisalhamento  $u_*$  constante mostram que o principal efeito da presença da água é tornar as dunas mais regulares em sua forma e tamanho. Vimos que os campos livres da presença da água apresentam um gradiente acentuado na altura das dunas na direção da praia para o continente. No entanto, quando a água está presente no campo, à medida que o deslocamento no nível de água  $A_w$  se torna maior, o gradiente de altura das dunas na direção do continente é suavizado e as dunas se tornam mais estreitas. Com isso as dunas sofrem uma transição em suas formas: elas passam de barcanas para cadeias de dunas barcanóides e depois para dunas transversais. Além disso, a média das alturas máximas atingidas pelas dunas no campo diminui à medida que  $A_w$  se torna maior, e a água atua espalhando a areia por todo campo, diminuindo a existência de áreas livres da presença de areia, impedindo a formação de dunas e levando à formação de um leito arenoso de relevo suave.

Comportamento semelhante também observamos quando fixamos  $A_w$  e variamos o tempo de exposição da água  $t_{ew}$  acima da superfície. Quando o tempo de exposição da água

aumenta, as dunas no campo passam a apresentar um padrão mais regular na forma e na altura. Nas simulações em que fixamos  $A_w = 1,0$  m, vemos que, para um tempo de exposição  $t_{ew} = 3$  meses, por exemplo, as dunas se apresentam mais isoladas umas das outras, na forma de dunas barcanas. À medida que o tempo de exposição da água se torna maior, a superfície de água exposta diminui e as dunas ficam mais próximas umas das outras, de maneira que para  $t_{ew} = 9$  meses o campo apresenta cadeias de dunas barcanóides.

Em seguida, modificamos o regime de vento, de maneira que a velocidade de cisalhamento oscila senoidalmente como função do tempo. Na situação em que o vento e o nível de água oscilam completamente fora de fase, de forma contrária ao regime de ventos contantes, à medida que  $A_w$  se torna maior, maiores são as dunas no campo, e as dunas passam de cadeias de dunas barcanóides para dunas barcanas isoladas. Quando olhamos para a porcentagem de área livre da presença de dunas temos que no regime de vento senoidal, a porcentagem de área livre de areia aumenta juntamente com o aumento de  $A_w$ , que é também comportamento contrário ao dos campos com regime constante de vento. Nesse regime, o vento é capaz de transportar a areia no campo todo o tempo, e quando o nível de água fica exposto a areia é aprisionada pela água. Com isso, há um acúmulo de areia nas áreas entre as dunas. Para o regime de vento senoidal, quando o nível de água se encontra exposto a areia permanece acumulada nas dunas, pois o vento transporta pouca areia durante esse período.

Quando o vento e o nível de água oscilam em fase, os campos nas simulações somente são formados para os casos em que a amplitude do deslocamento do nível de água fica abaixo de 60 cm. Nesse caso, são observadas apenas cadeias de dunas barcanóides de dunas transversais, e areia ocupa quase todo o campo.

Portanto, podemos verificar através das simulações que a existência de um nível de água exposto durante certos períodos de tempo pode afetar a morfologia dos campos de dunas costeiras. Esses resultados concordam com observações realizadas em campos reais por Kocurek *et al.* (1992), as quais mostram que, sob a influência de um nível de água oscilante, os campos de dunas alternam fases destrutivas e construtivas, devido às mudanças climáticas sazonais. Quando o nível de água está baixo e os ventos são capazes de transportar a areia ocorre as dunas que se desenvolvem. A fase destrutiva do campo de dunas ocorre no período em que o nível de água fica exposto o que leva a uma forte retirada de areia das dunas. No entanto, se o nível de água permanece constantemente exposto sem ter sua altura alterada, ele não é capaz de modificar o aspecto geral dos campos.

Vemos também que determinado padrão, o de cadeia de dunas barcanóides, nas simu-

lações somente é alcançado quando a água oscila no tempo com um período de 1 ano, para os regimes de ventos que concordam com os valores de ventos medidos em campo. Os padrões encontrados estão próximos àqueles observados na natureza, mais especificamente no campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, que buscamos reproduzir através das simulações computacionais, na busca de um melhor entendimento de seu surgimento e de sua dinâmica natural.

A região dos Lençóis Maranhenses é coberta por enormes dunas de areia que surgem na praia e avançam sobre o continente devido à ação de fortes ventos. A área apresenta um alto índice de pluviosidade anual fazendo com que este seja um campo de dunas fortemente marcado pela presença da água que forma uma enorme quantidade de lagoas durante os meses em que as chuvas ocorrem.

A comparação dos resultados obtidos nas simulações com as imagens de satélite da região é bastante satisfatória, tanto do ponto de vista qualitativo, quanto do ponto de vista quantitativo. De uma maneira geral, visualmente temos que o aspecto morfológico dos campos simulados e dos campos reais são bastante parecidos. Quantitativamente falando, usamos a porcentagem de área ocupada pelas dunas no campo para comparar os campos obtidos nas simulações com as porções reais dos Lençóis Maranhenses. Primeiro, identificamos que o campo como um todo apresenta diferenças na proporção de área ocupada pelas dunas. Em alguns lugares as dunas ocupam cerca de 40% da área observada, enquanto que em outros sítios próximos, elas chegam a ocupar aproximadamente 80% da área observada. Das comparações, podemos concluir que essa não uniformidade do campo na distribuição das dunas se deve ao fato do nível de água apresentar diferentes deslocamentos quando sobe e desce no terreno. Apesar de termos as mesmas condições climáticas de vento e chuva, o terreno deve apresentar uma não homogeneidade nas propriedades físicas do solo e também variações topográficas da ordem de alguns decímetros que levam o nível de água a oscilar com diferentes deslocamentos  $A_w$ .

Enfim, podemos dizer que o modelo foi aplicado ao estudo da morfologia e da dinâmica de campos costeiros de dunas na presença do crescimento de plantas e da variação do nível de água, obtendo resultados bastante satisfatórios quando comparados aos campos reais.

O modelo pode ser empregado como uma ferramenta útil para a investigação dos estágios passados do desenvolvimento de paisagens litorânea e assim contribuir para a elucidação de algumas pendências. Há casos de campos de dunas costeiras em que existem diferentes interpretações na origem destes. Para um mesmo campo de dunas, Pye e Tsoar (1990) acreditam que sejam campos de dunas parabólicas, enquanto Hesp e Martinez (2008) atribuem a forma-



ção destes ao cruzamento de trilhos resultantes da fixação das laterais de dunas transversais que avançaram sobre o continente.

Dessa forma, uma grande contribuição do modelo é ajudar os geomorfólogos a entender melhor os processos atuais, passados e futuros, testando hipóteses e modelos teóricos elaborados a partir de observações de campos.

No Brasil, em sua grande maioria, as dunas se situam em áreas de preservação ambiental ou de grande interesse econômico. Em geral, essas áreas demandam estudos que visam um maior conhecimento da dinâmica ambiental afim de implementar medidas que possam contribuir para o monitoramento ambiental dessas áreas. O modelo pode ser utilizado para prever a evolução e a migração das dunas nas áreas costeiras, e dessa forma contribuir através do entendimento quantitativo da dinâmica de campos de dunas costeiros como função das condições ambientais locais para os os estudos que usualmente são demandados pelas áreas de interesse ambiental.

No caso da utilização das áreas de dunas para atividades humanas o modelo adequadamente aplicado pode ajudar na elaboração de um zoneamento para possível ocupação humana e também contribuir para minimizar os efeitos de obras e intervenções como no caso das turbinas eólicas.

### **Perspectivas**

Como perspectivas para trabalhos futuros apontamos o uso do modelo para o estudo de campos onde o crescimento da vegetação e a dinâmica do nível de água estejam presentes simultaneamente. No modelo, o crescimento da vegetação é afetado somente através da erosão e deposição da areia. No entanto, a vegetação pode ser sensível às mudanças climáticas (Nield e Bass, 2008), de maneira que alguns campos apresentam forte resposta à variação inter-anual da pluviosidade (Hesse e Simpson, 2006). Outros trabalhos mostram que a hidrologia figura de forma proeminente na dinâmica da vegetação (Seliskar, 1988; Seliskar, 1990; Rheinhardt e Faser, 2001), ou que períodos de alta inundação podem matar determinadas espécies de plantas (Munoz-Reinoso, 2001).

Fryberger (2003) associou a salinidade da água do solo como mecanismo de controle do crescimento das plantas, afetando a morfologia dos campos de dunas. O campo de dunas de White Sands no Novo México, EUA, apresenta duas regiões bem distintas, uma ocupada por dunas barcanas e uma outra ocupada por dunas parabólicas. Langford *et al.* (2009) observaram que nessa região a salinidade é cerca de três vezes maior na área de barcanas; por outro lado, a área onde se localizam as dunas parabólicas possui cotas de altura maiores estando su-

jeita à maior influência da água das chuvas, de maneira que o solo apresenta menor salinidade permitindo maior desenvolvimento da vegetação.

Realizamos algumas simulações preliminares onde as plantas e o nível de água atuam simultaneamente. Nesse caso consideramos simplesmente que não pode haver crescimento de vegetação quando o nível de água se encontra exposto no terreno.

Na figura 75 mostramos os resultados das simulações em que utilizamos uma situação de fluxo saturado com um vento que sopra com velocidade de cisalhamento. Os campos simulados apresentam dimensões de 1600 na direção que sopra o vento e 1016 m na direção perpendicular. O nível de água oscila com um deslocamento  $A_w = 100$  cm e as plantas atingem diferentes alturas  $H_v$  (cm) = 20, 50 e 100. Nos cálculos consideramos diferentes taxas de crescimento da vegetação:  $V_v$  (m/ano): 2, 12 e 36.

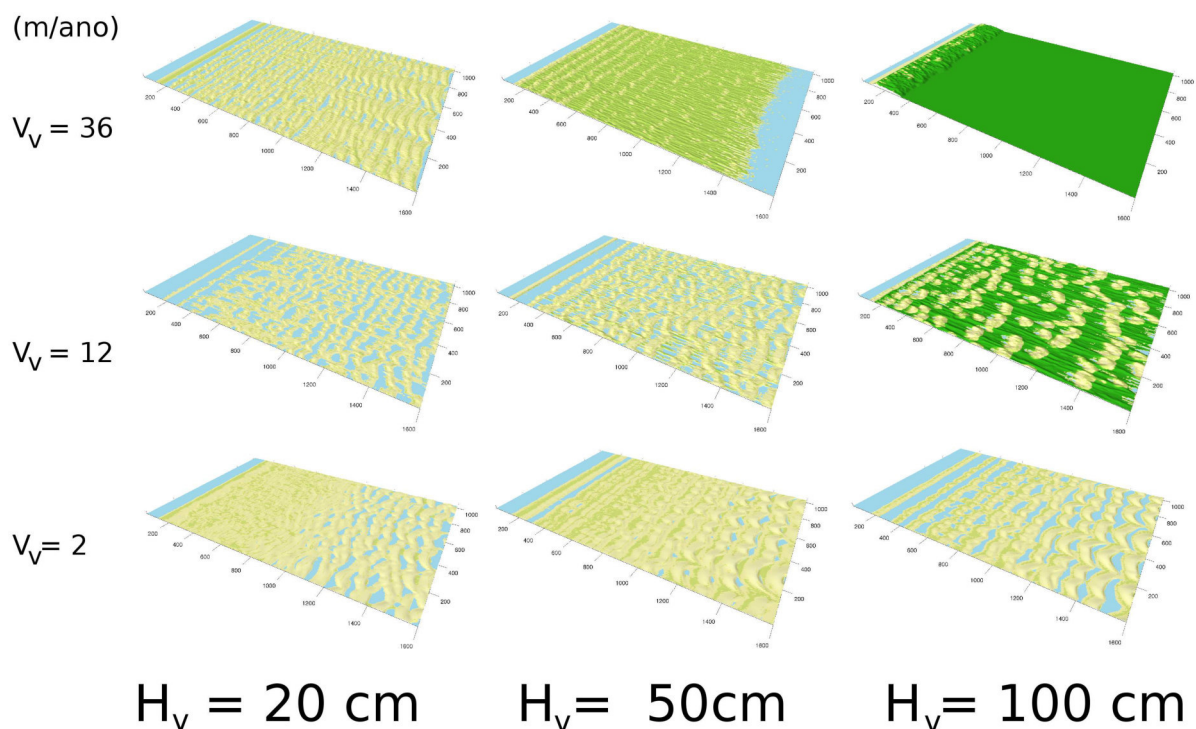


Figura 75: Imagens dos campos obtidos nas simulações onde há o crescimento da vegetação juntamente com um nível de água oscilante que fica exposto no terreno. Utilizamos uma situação de fluxo saturado com um vento que sopra com velocidade de cisalhamento  $u_* = 0.30$  m/s. O nível de água oscila com um deslocamento  $A_w = 100$  cm, onde as plantas atingem diferentes alturas máximas:  $H_v$  (cm) = 20, 50 e 100, com as seguintes taxas de crescimento:  $V_v$  (m/ano): 2, 12 e 36. Os campos simulados apresentam dimensões de 1600 na direção que sopra o vento e 1016 m na direção perpendicular.

Na figura 76 mostramos os campos obtidos nas simulações em que fixamos a altura máxima

atingida pelas plantas  $H_v$ , em 100 cm e utilizamos os diferentes deslocamentos  $A_w$  (cm): 20, 50 e 100 para o nível de água oscilante, para as seguintes taxas de crescimento da vegetação:  $V_v$  (m/ano): 2, 12 e 36.

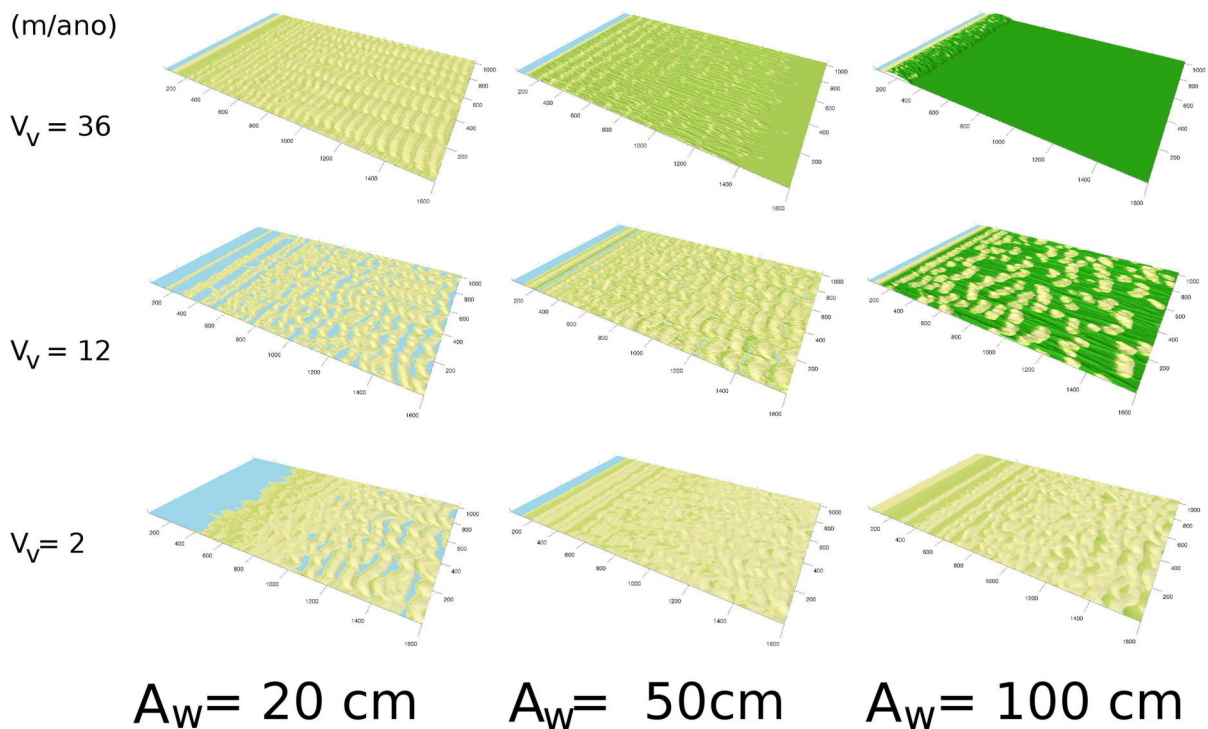


Figura 76: Imagens dos campos obtidos nas simulações onde há o crescimento da vegetação juntamente com um nível de água oscilante que fica exposto no terreno. Utilizamos uma situação de fluxo saturado com um vento que sopra com velocidade de cisalhamento  $u_* = 0.30 \text{ m/s}$ . O nível de água oscila com diferentes deslocamentos  $A_w$ (cm): 20, 50 e 100, onde as plantas atingem a altura máxima  $H_v = 100 \text{ cm}$ , com as seguintes taxas de crescimento:  $V_v$  (m/ano): 2, 12 e 36. Os campos simulados apresentam dimensões de 1600 na direção que sopra o vento e 1016 m na direção perpendicular.

Comparando as figuras 75 e 76 podemos verificar nesses primeiros resultados que o aumento no deslocamento do nível de água provoca mudanças na morfologia dos campos de dunas equivalentes à variação da altura máxima atingida pelas plantas. Nesse caso temos um acoplamento simples entre a vegetação e variação do nível de água, de maneira que, a água só interfere no crescimento da vegetação quando se encontra acima desta.

No entanto, devemos lembrar que a influência da água pode tanto, levar ao favorecimento do crescimento das plantas, como também pode levá-las à morte, através das inundações ou de características desfavoráveis à vegetação, como alta salinidade. Dessa forma o acoplamento do crescimento das plantas com a oscilação do nível de água no modelo deverá levar em conside-

ração condições bem específicas dos campos a serem simulados.

## Referências Bibliográficas

- 1 Almeida, M . P., Andrade Jr. J. S. and Herrmann, H. J., 2006. Aeolian transport layer. *Physical Review Letters* 96, 018001.
- 2 Andreotti, B., 2004. A two-species model of aeolian sand transport. *Journal of Fluid Mechanics* 510, 47–70.
- 3 Andreotti, B., Claudin, P., Douady, S., 2002. Selection of dune shapes and velocities. Part 2: A two-dimensional modeling. *The European Physical Journal B* 28, 341-352.
- 4 Anderson, R. S. and Haff, P. K., 1988. Simulation of eolian saltation. *Science* 241, 820.
- 5 Anderson, R. S. and Haff, P. K., 1991. Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mechanica (Suppl.)* 1, 21–51.
- 6 Arens, S.M., 1996. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology* 17, 339-350.
- 7 Arens, S.M., Slings, Q. and de Vries, C.N. 2004. Mobility of a remobilized parabolic dune in Kennemerland, The Netherlands. *Geomorphology* 59, 175-188.
- 8 Baas, A.C.W., 2002. Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: Simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology* 48, 309-328.
- 9 Baas, A.C.W., Nield, J.M., 2007. Modelling vegetated dune landscapes. *Geophysical Research Letters* 34, L06405.
- 10 Bagnold, R.A., 1941. *Physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 289 pp.
- 11 Bailey, S.D., Bristow, C.S., 2004. Migration of parabolic dunes at Aberffraw, Anglesey, north Wales. *Geomorphology* 59, 165-174.
- 12 Barbosa, L.M., Dominguez, J.M.L., 2004. Coastal dune fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 443-456.
- 13 Beveridge, C., Kocurek, G., Ewing, R.C., Lancaster, N., Mortheikai, P., Singhvi, A.K., Mahan, S.A., 2006. Development of spatially diverse and complex dune-field patterns: Gran Desierto Dune Field, Sonora, Mexico. *Sedimentology* 53, 1391-1409.
- 14 Blair, W. F, 1942. Home ranges and populations of the meadow vole in southern Michigan. *J. Wildl. Manage.* 4: 141-161.
- 15 Bowers, J.E., 1982. The plant ecology of inland dunes in western North America. *Journal of Arid Environments* 5, 199-220.

- 16 Brookfield, T. S. and Ahlbrandt, M. E., 1983. *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam.
- 17 Burkinshaw, J.R., Rust, I., 1993. *Desert geomorphology*. UCL Press, London, 526 pp.
- 18 Butterfield, G. R., 1993. Sand transport response to fluctuating wind velocity. In N. J. Clifford, J. R. French, and J. Hardisty Eds., *Turbulence: Perspectives on Flow and Sediment Transport*, Chapter 13, pp. 305–335. John Wiley and Sons Ltd.
- 19 Chepil, W. S., 1958. The use of evenly spaced hemispheres to evaluate aerodynamic forces on a soil surface. *Trans. Am. Geophys. Union*, 39, 397–403.
- 20 Danin, A., 1978. Plant species diversity and plant succession in a sandy area in northern negev. *Flora*, 167:409–422.
- 21 Danin, A., 1987. Impact of man on biological components of desert ecosystems in israel. In *Proceedings of the Annual Meeting of the Israeli Botany Society*, Beer Sheva, pages 6–7.
- 22 Danin, A., 1991. Plant adaptations in desert dunes. *Journal of Arid Environments* 21, 193-212.
- 23 Davidson-Arnott, R.G.D, Pyskir, N.M., 1988. Morphology and formation of an holocene coastal dune field, Bruce Peninsula, Ontario. *Géographie physique et Quaternaire* 42, 163-170.
- 24 Davidson-Arnott, R.G.D., Law, M.N., 1990. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (Eds.), *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 177-200.
- 25 Durán, O., 2007. *Vegetated dunes and barchan dune fields*. PhD Thesis, Universitat Stuttgart.
- 26 Durán, O., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2005. Breeding and solitary wave behavior of dunes. *Physical Review E* 72, 021308.
- 27 Durán, O., Herrmann, H.J., 2006a. Vegetation against dune mobility. *Physical Review Letters* 97, 188001.
- 28 Durán, O., Herrmann, H.J., 2006b. Modelling of saturated sand flux. *Journal of Statistical Mechanics: Theory and Experiment*, P07011.
- 29 Durán, O., Silva, M.V.N., Bezerra, L.J.C., Herrmann H.J., Maia, L.P., 2008. Measurements and numerical simulations of the degree of activity and vegetation cover on parabolic dunes in north-eastern Brazil. *Geomorphology* 102, 460-471.
- 30 Embabi, N.S. and Ashour, M. M., 1993. Barchan dunes in Qatar. *Journal of Arid Environments* 25, 49-69.
- 31 Floriani, D.C., Fukuda, J.C., Pinto, E.F., 2004. Lençóis Maranhenses National Park: The Largest Coastal Dunes Area in South America. *Gerenciamento Costeiro Integrado* 2, 62-64.
- 32 Frank, A. and Kocurek, G., 1996. Toward a model for airflow on the lee side of aeolian dunes. *Sedimentology* 43, 451-458.

- 33 Fryberger, S. G., 1979. Dune forms and wind regime. In McKee, E., editor, A study of global sand seas. U.S. Geological Survey, Professional Paper, pages 137–169.
- 34 Fryberger, S.G., 2003. Geology of White Sands National Monument. Endereço eletrônico: [www2.nature.nps.gov/geology/parks/whsa/](http://www2.nature.nps.gov/geology/parks/whsa/).
- 35 Gonçalves, R.A., Lehugeur, L.G.O., Castro, J.W.A., Pedroto, A.E.S., 2003. Classificação das Feições Eólicas dos Lençóis Maranhenses - Maranhão - Brasil. Mercator - Revista de Geografia da UFC 03, 99-112 (in portuguese).
- 36 Hesp, P., 1991. Ecological processes and plant adaptations on coastal dunes. *Journal of Arid Environments* 21, 165-191.
- 37 Hesp, P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48, 245-268.
- 38 Hesp, P. A. Hastings, K., 1998. Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of barchans. *Geomorphology*, 22:193–204.
- 39 Hesp, P.A., Martinez, M.L., 2008. Transverse dune trailing ridges and vegetation succession. *Geomorphology* 99, 205-213.
- 40 Hesp, P.A., Illenberger, W., Rust, I., Mc Lachlan, A., Hyde, R., 1989. Some aspects of transgressive dunefield and transverse dune geomorphology and dynamics, south coast, South Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 73, 111-123.
- 41 Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Luiz, J.T., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toledo-Jr., E.E., Tabajara, L.L.C., Clerot, L.C.P., 2004. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields: definitions and a examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77, 493-508.
- 42 Hesse, P.P. e Simpson, R.L., 2006. Variable vegetation cover and episodic sand movement on longitudinal desert sand dunes. *Geomorphology* 81, 276-291.
- 43 Hunt, J.C.R., Leibovich, S., Richards, K.J., 1988. Turbulent wind flow over smooth hills. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114, 1435–1470.
- 44 Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 2003. Plano de Manejo do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses.
- 45 Iversen, J. D. e Rasmussen, K. R., 1999. The effect of wind speed and bed slope on sand transport. *Sedimentology* 46, 723–731.
- 46 Jimenez, J.A., Maia, L.P., Serra, J., Morais, J., 1999. Aeolian dune migration along the Ceara coast, North-eastern Brazil. *Sedimentology* 46, 689-701.
- 47 Jiménez, J.A., Madsen, O.S., 2003. A simple formula to estimate settling velocity of natural sediments. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 129:70–78
- 48 Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Havholm, K., Sweet, M.L., 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 622-635.

- 49 Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. In Reading, H. G., editor, *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pages 125–153, Oxford. Blackwell Science Ltd. 3rd Edition.
- 50 Kroy, K., Sauermann, G., Herrmann, H.J., 2002. Minimal model for aeolian sand dunes. *Physical Review E* 66, 031302.
- 51 Lancaster, N., 1982. Dunes on the Skeleton Coast, SWA/Namibia: geomorphology and grain size relationships, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 575-587.
- 52 Lancaster, N., 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London.
- 53 Lancaster, N., 1988. Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, Southern Africa. *Journal of Arid Environments* 14, 233–244.
- 54 Langford, R.P., Rose, J.M., White, D.E., 2009. Groundwater salinity as a control on development of eolian landscape: An example from the White Sands of New Mexico. *Geomorphology* 105, 39-49.
- 55 Lee, J. H., A. O. Sousa, E. J. R. Parteli, H. J. Herrmann, 2005. Modelling formation and evolution of transverse dune fields. *International Journal of Modern Physics C* 12, No. 16, 1879–1892.
- 56 Levin, N., Ben-Dor, E., 2004. Monitoring sand dune stabilization along the coastal dunes of Ashdod-Nizanim, Israel, 1945-1999. *Journal of Arid Environments* 58, 335-355.
- 57 Levin, N., Kidron G.J, Ben-Dor, E. 2006. The spatial and temporal variability of sand erosion across a stabilizing coastal dune field. *Sedimentology* 53, 697-715.
- 58 Levin, N., Tsoar, H., Maia, L.P., Claudino-Sales, V., Herrmann, H.J., 2007. Dune whitening and inter-dune freshwater ponds in NE Brazil. *Catena* 70, 1-15.
- 59 Levin, N., Tsoar, H., Herrmann, H.J., Maia, L.P., Claudino-Sales, V., 2009. Modelling the formation of residual dune ridges behind barchan dunes in North-east Brazil. *Sedimentology* 56, 1623-1641.
- 60 McEwan, I. K. and Willetts, B. B., 1991. Numerical model of the saltation cloud. *Acta Mechanica (Suppl.)* 1, 53–66.
- 61 McKEE, E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas. In: *A study of global sand sea*, E.D.McKee (ed.), 187-238.
- 62 Misak, R.F., Draz, M.Y. Sand drift control of selected coastal and desert dunes in Egypt: case studies. *Journal of Arid Environments* 35, 17-28.
- 63 Munoz-Reinoso, J.C., 2001. Vegetation changes and groundwater abstraction in SW Donana, Spain. *Journal of Hydrology* 242, 197-209.
- 64 Nalpanis, P., Hunt, J. C. R. and Barrett, C. F., 1993. Saltating particles over flat beds. *J. Fluid Mech.* 251, 661–685.
- 65 Nickling, W. G. (1986). *Aeolian Geomorphology*. Allen and Unwin, London.



- 66 Nield, J.M., Baas, A.C.W., 2008a. The influence of different environmental and climatic conditions on vegetated aeolian dune landscape development and response. *Global and Planetary Change* 64, 76-92.
- 67 Nield, J.M., Baas, A.C.W., 2008b. Investigating parabolic and nebkha dune formation using a cellular automaton modelling approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 724-740.
- 68 Nishimori, H., Tanaka, H., 2001. A simple model for the formation of vegetated dunes. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1143-1150 (2001).
- 69 Nordstrom, K., Psuty, N., Carter, B. (Editors), 1990. *Coastal dunes: form and process*. Wiley, Chichester, 1990, 392 pp.
- 70 Owen, P. R., 1964. Saltation of uniformed sand grains in air. *J. Fluid. Mech.* 20, 225–242.
- 71 Parsons, D.R., Walker, I.J. and Wiggs, G.F.S., 2004. Numerical modelling of flow structures over idealized transverse aeolian dunes of varying geometry. *Geomorphology* 59, 149-164.
- 72 Parteli, E.J.R., 2007. *Sand Dunes on Mars and on Earth*. PhD Thesis, Universitat Stuttgart.
- 73 Parteli, E.J.R., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., Monteiro, L.H.U., Maia, L.P., 2006. Profile measurement and simulation of a transverse dune field in the Lencois Maranhenses. *Geomorphology* 81, 29-42.
- 74 Parteli, E.J.R. and Herrmann, H.J., 2007. Dune formation on the present Mars. *Physical Review E* 76, 041307.
- 75 Parteli, E.J.R., Durán, O., Tsoar, H., Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2009. Dune formation under bimodal winds. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, no. 52, 22085-22089.
- 76 Provoost, S., Laurence M. Jones, M., Edmondson, S. E., 2009. Changes in landscape and vegetation of coastal dunes in northwest Europe: a review. *Journal of Coastal Conservation*, in press. doi:10.1007/s11852-009-0068-5.
- 77 Pye, K., 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography* 7, 531-557.
- 78 Pye, K., Tsoar, H., 1987. The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts, with particular reference to loess formation and dune sand diagnosis in the northern Negev, Israel. In: Frostick, L.E., Reid, I. (Eds.), *Desert Sediments, Ancient and Modern*, Special Publication 35. Geological Society of London, Blackwell, Oxford, pp. 139–156
- 79 Pye, k. and Tsoar, H., (1990). *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London.
- 80 Rasmussen, K. R., Iversen, J. D. and Rautahemio, P., (1996). Saltation and wind-flow interaction in a variable slope wind tunnel. *Geomorphology* 17, 19–28.
- 81 Raupach, M.R., Gillette, D.A., Leys, J.F., 1993. The effect of roughness elements on wind erosion threshold. *Journal of Geophysical Research* 98, 3023-3029.

- 82 Reitz, M.D., Jerolmack, D.J., Ewing, R.C., Martin, R.L., 2010. Dune pattern transition from vegetation stability threshold. A ser publicado.
- 83 Rheinhardt, R.D. e Faser K., 2001. Relationship between hydrology and zonation of freshwater swale wetlands on lower Hatteras Island, North Carolina, USA. *Wetlands* 21, 265-273.
- 84 Richards, F.J., 1959. A flexible growth function for empirical use. *Journal of Experimental Botany* 10, 290-301.
- 85 Sauermann, G., 2001. Modeling of Wind Blown Sand and Desert Dunes. PhD Thesis, Universitat Stuttgart. Logos Verlag Berlin.
- 86 Sauermann, G., Rognon, P., Poliakov, A., Herrmann, H. J., 2000. The shape of the barchan dunes of southern Morocco. *Geomorphology* 36, 47–62.
- 87 Sauermann, G., Kroy, K., Herrmann, H.J., 2001. A continuum saltation model for sand dunes. *Physical Review E* 64, 31305.
- 88 Sauermann, G., Andrade Jr., J.S., Maia, L.P., Costa, U.M.S., Araújo, A.D., Herrmann, H.J., 2003. Wind velocity and sand transport on a barchan dune. *Geomorphology* 54, 245-255.
- 89 Schatz, V., Herrmann, H.J. Numerical investigation of flow separation in the lee side of transverse dunes, *Geomorphology* 81, 207-216
- 90 Shields, A. (1936). Applications of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. Technical Report Publ. No. 167, California Inst. Technol. Hydrodynamics Lab.
- 91 Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2004. Modelling transverse dunes. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 769-784.
- 92 Schwämmle, V., Herrmann, H.J., 2005. A model of Barchan dunes including lateral shear stress. *The European Physical Journal E* 16, 57-65.
- 93 Seliskar, D.M., 1988. Waterlogging stress and ethylene productions in the dune slack plant, *Scirpus americanus*. *Journal of Experimental Botany* 39, 1639-1648
- 94 Seliskar, D.M., 1990. The role of waterlogging and sand accretion in modulating the morphology of the dune slack plant *Scirpus americanus*. *Canadian journal of botanics* 68, 1780-1787.
- 95 Skinner, B.J., Porte, S.C., 1987. *Physical Geology*. Capítulo 12. John Wiley and Sons Ltd.
- 96 Souza, C.R.G., Souza Filho, P.W.M., Esteves, L.S., Vital, H., Dillemburg, S.R., Patchineelam, S.M., ADDAD, J.E., 2005. Praias arenosas e erosão costeira. Em: Célia Regina de Gouveia Souza, Kenitiro Suguio, Antônio Manoel dos Santos Oliveira e Paulo Eduardo de Oliveira. *Quaternário do Brasil*. 1ª ed.. Ribeirão Preto: Editora Holos. p.130-152.
- 97 Tsoar, H, 1990. The ecological background, deterioration and reclamation of desert dune sand. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 33, 147–170.
- 98 Tsoar, H., 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica A* 357, 50-56.

- 99 Tsoar, H., Blumberg, D.G., 2002. Formation of Parabolic Dunes from Barchan and Transverse Dunes along Israel's Mediterranean Coast. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1147-1161.
- 100 Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L.P., Herrmann, H.J., Tatumi, S.H., Claudino-Sales, V., 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). *Quaternary Research* 71, 217-226.
- 101 Ungar, J. E. and Haff, P. K., 1987. Steady state saltation in air. *Sedimentology* 34, 289-299.
- 102 Walker, I.J., Nickling, W.G., 2002. Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes. *Progress in Physical Geography* 26, 47-75.
- 103 Wasson, R. J. and Hyde, R., 1983. Factors determining desert dune types. *Nature*, 304:337-339
- 104 Weng, W.S., Hunt, J.C.R., Carruthers, D.J., Warren, A., Wiggs, G.F.S., Livingstone, I., Castro, I., 1991. Air flow and sand transport over sanddunes. *Acta Mechanica*, Suppl. 2, 1-22.
- 105 Wilson, I. 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology*, 19:173-210.
- 106 White, B. R. and Mounla, H., 1991. An experimental study of Froude number effect on wind-tunnel saltation. *Acta Mechanica Suppl* 1, 145-157.
- 107 Williams, A.T., Alveirinho-Dias, J., Garcia Novo, F., García-Mora, Curr, R., Pereira, A., 2001. Integrated coastal dune management: checklists. *Continental Shelf Research* 21, 1937-1960.
- 108 Wiggs, G.F.S., 2001. Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography* 25, 53-79.
- 109 Wyatt, V.E., Nickling, W.G., 1997. Drag and shear stress partitioning in sparse desert Creosote communities. *Can. J. Earth Sci.* 34, 1486-1498.