

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE DIGITAL DE TERRENO DE CAMPOS DE DUNAS DO CENTRO
SUL DE SANTA CATARINA, NA REGIÃO DE IMBITUBA

Diego Marra de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 15)

SÃO PAULO
2011

TF
O48
DM.a

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE DIGITAL DE TERRENO DE CAMPOS DE DUNAS DO CENTRO SUL
DE SANTA CATARINA, NA REGIÃO DE IMBITUBA

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 15)



Diego Marra de Oliveira *Diego Marra de Oliveira*

Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi *André Sawakuchi*

Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030346

SÃO PAULO
2011

Sumário

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
1.Introdução.....	1
2.Objetivos.....	1
3.Localização da área de estudo.....	1
4.Materiais e métodos.....	2
4.1. LiDAR.....	2
4.2. Sistemas de informação geográfica.....	3
4.3. Etapa de campo.....	3
4.4. Atividades de laboratório.....	3
5. Revisão bibliográfica.....	4
5.1. Clima do litoral de Santa Catarina.....	4
5.2. Ventos, ondas, marés e nível relativo do mar.....	5
5.3. Considerações sobre os campos de dunas, suas fácies morfológicas e associações das fácies.....	5
5.3.1. Depósitos eólicos da costa catarinense.....	5
5.3.2. As fácies morfológicas.....	6
5.3.3. Associações de fácies.....	8
6.Resultados.....	9
6.1. Aspectos gerais da geomorfologia do campo de dunas de Garopaba.....	9
6.1.1. Fácies morfológicas com vegetação.....	10
6.1.2. Fácies morfológicas sem influência de vegetação.....	20
6.1.3. Comparação entre as fácies.....	22
6.2. Aspectos gerais da geomorfologia do campo de dunas de Itapirubá.....	22
6.2.1. Fácies morfológicas com vegetação.....	23
6.2.2. Fácies morfológicas sem influência de vegetação.....	29
6.2.3. Comparação entre as formas.....	31
6.3. Comparação entre os campos de dunas de Garopaba e Itapirubá.....	32
7. Discussão dos resultados.....	32
7.1. Volumes das formas geomorfológicas.....	32
7.2. Campos de dunas e suas características morfológicas.....	36
8. Conclusões.....	41
9. Referências bibliográficas.....	42
Anexos: Mapa geomorfológico e mapa hipsométrico do campo de Garopaba	
Mapa geomorfológico e mapa hipsométrico do campo de Itapirubá	

Resumo

O principal objetivo do trabalho foi o reconhecimento, individualização e cálculo dos volumes das fácies morfológicas dos campos de dunas de Garopaba e Itapirubá (SC). Para isso, os dois campos foram imageados por um levantamento LiDAR (Light Detection And Ranging), capaz de gerar modelos de relevo de alta resolução espacial (0,5m). Além da caracterização morfométrica da área realizada através das imagens, o cálculo dos volumes dos sedimentos depositados foi obtido através de análises em softwares de sistemas de informação geográfica (SIG).

A divisão dentre as fácies morfológicas existentes nos campos seguiu o critério da influência ou ausência de vegetação. As formas com vegetação observadas foram as dunas frontais, rupturas de deflação, dunas parabólicas, retrocordões, montes residuais e cordões de precipitação. As planícies interdunares, cadeias barcanóides, depressões interduna e lobos deposicionais representam as formas não influenciadas por vegetação.

Apesar de muito próximos, os dois campos têm uma configuração heterogênea. O campo de Itapirubá tem uma área de 4,44 km², maior volume acumulado (46.103.901 m³) e uma maior porcentagem de área coberta por formas vegetadas (70,35% da área), enquanto em Garopaba (18.958.987 m³ de sedimento), há uma maior razão de volume de sedimento por área, maior influência de formas não vegetadas (64,5% do sedimento acumulado), sedimentos mais grossos (areia média) e menos selecionados.

Essas diferenças estão associadas a controles externos aos campos de dunas, os quais são representados por: aporte sedimentar, área sobre a qual o campo de dunas se desenvolve, regime dos ventos, clima, paleogeografia da área e orientação dos campos em relação a linha de costa. Tais variáveis externas agem de forma simultânea e podem ter influência maior ou menor com o passar do tempo. Em Garopaba, o principal fator condicionante parece ser o relevo existente ao redor do campo, enquanto o desenvolvimento de Itapirubá está atrelado fundamentalmente ao aporte sedimentar mais elevado e ao seu relevo adjacente.

Abstract

The main purpose of this monography was to recognize, individualize and calculate the volumes of morphologic facies of the dune fields from Garopaba and Itapirubá (SC). Both dune fields were scanned thorough LiDAR (Light Detection And Ranging), a method capable of generating high resolution terrain models (0.5 m). Besides the morphometric characterization of the eolian facies by images, their volume calculation was obtained through geographic information systems (GIS) analysis.

The division of the morphologic facies within the dune fields was made according to the presence or absence of vegetation. The observed forms with presence of vegetation were foredunes, blowouts, parabolic dunes, trailing ridges, gegenwalle ridges, interdune plains and precipitation ridges. The transverse dunes, barchanoid chains, interdune depressions and depositional lobes represent the forms with absence of vegetation.

Despite the proximity between the Garopaba and Itapirubá dune fields, they have a heterogeneous and distinct configuration. The Itapirubá dune field has a larger area (4,44 km²), higher accumulated sand volume (46.103.901 m³) and a higher percentage of areas covered by vegetated forms (70,35% of the total area). In the Garopaba dune field, there is a higher volume of sediments per area (18.958.987 m³ of sediments), a greater proportion of non-vegetated forms (64,5% of the accumulated sediments) and coarser (medium sand) and less sorted sediments.

Those differences are related to the external environment of the dune field, which includes sediment supply, wind regime, areal limits, antecedent conditions, paleogeography and orientation of the fields in relation to the shoreline. Those external variables perform a simultaneous action, being less or more influent through time. In Garopaba, the most important factor affecting the morphology of the dune field seems to be the external relief, while the development of Itapirubá is mostly related to a higher sediment supply and to its adjacent landform.

1.Introdução

A porção sudeste do Estado de Santa Catarina, assim como diversas regiões do litoral brasileiro, possui um sistema eólico em atividade que está inserido no sistema de sedimentação da margem passiva da porção leste da América do Sul. Os depósitos eólicos formados nestes sistemas são formados principalmente por dunas que podem ser vegetadas ou não.

Próximo aos municípios de Laguna, Imbituba e Jaguaruna, existem alguns estudos de caráter sedimentológico, como aqueles contidos em Giannini (1993), Martinho (2004), Martinho *et al.* (2006), Sawakuchi (2006) e Hesp *et al.* (2009). Estes trabalhos demonstram que os campos de dunas ativos podem ser relativamente recentes e diretamente relacionados com alterações climáticas. Dessa forma, uma melhor compreensão sobre sua evolução é imprescindível, uma vez que a formação e movimentação das dunas estão atreladas a ecologia das áreas de restinga da região e ao manejo costeiro.

Um levantamento LiDAR (Light Detection And Ranging) sobre dois campos de dunas foi realizado nas proximidades dos municípios de Imbituba e Garopaba por serem áreas com formas eólicas bem definidas e representativas do sistema eólico da região, com pouca vegetação e por ser de fácil acesso para levantamentos de campo.

2.Objetivos

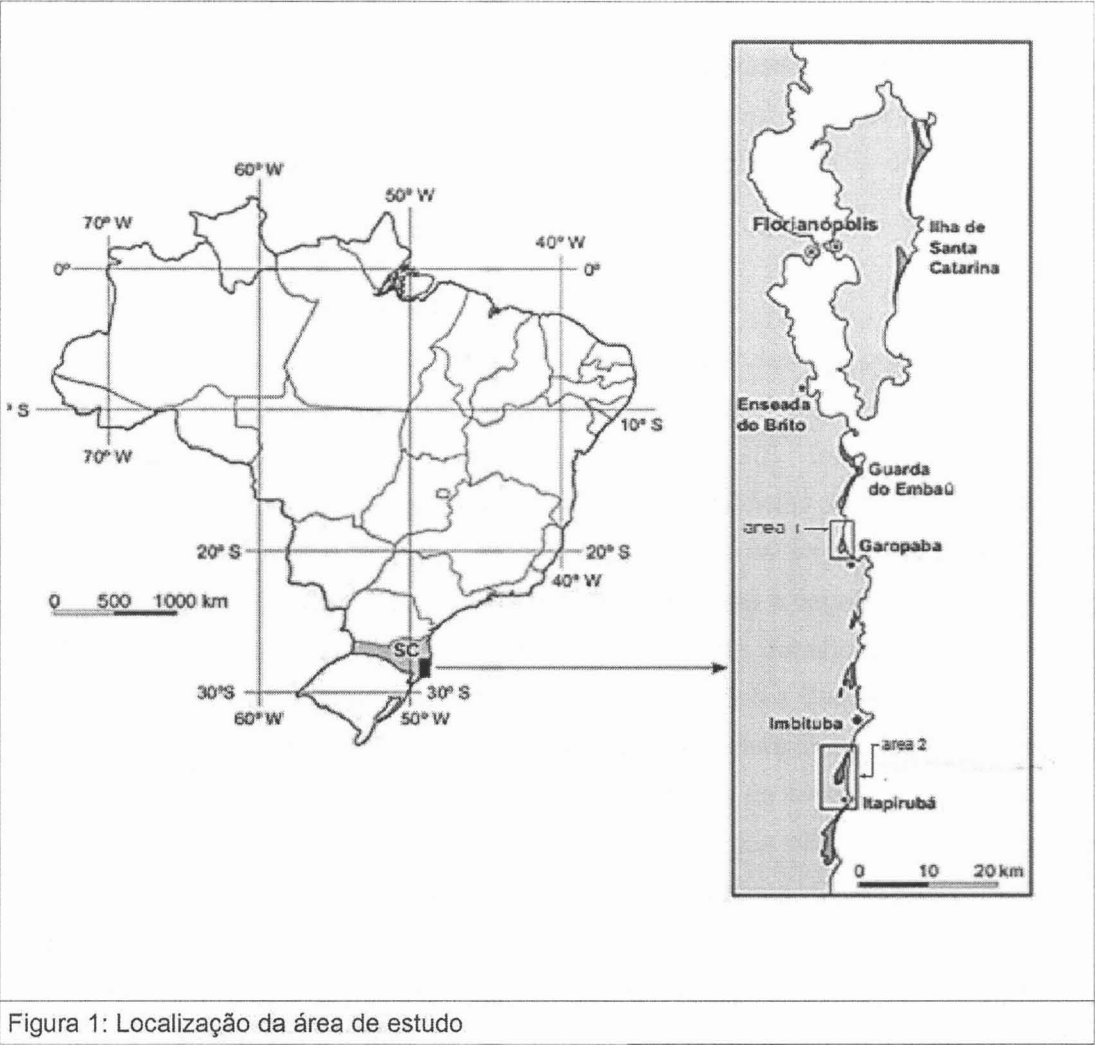
Este trabalho tem como objetivo o reconhecimento, individualização e quantificação de distintas fácies morfológicas existentes nos dois campos de dunas ativos do litoral centro-sul-catarinense que foram imageados pelo levantamento LiDAR. Esse trabalho foi realizado e facilitado através das imagens geradas pelo levantamento LiDAR, uma vez que possuem alta precisão e alta resolução espacial (0,5 m).

Além da caracterização morfométrica da área de estudo realizada através dos modelos de elevação, o trabalho sobre as imagens permitiu a obtenção de resultado detalhado sobre a forma e geometria das dunas e sobre o volume dos sedimentos depositados, através de análises em softwares de SIG. Tais parâmetros podem, por exemplo, ser utilizados na simulação computacional da dinâmica sedimentar do campo de dunas.

3.Localização da área de estudo

Neste trabalho, a área de estudo está dividida em dois setores, que correspondem a dois campos de dunas do litoral do Estado de Santa Catarina (Figura 1). O primeiro campo é o de Garopaba (Figura 2), que situa-se pouco a norte do município de Garopaba. O outro campo (Figura 3) encontra-se entre os municípios de Imbituba e Itapirubá. O acesso ocorre pela BR-101

até proximidades dos municípios citados acima, e em seguida pela rodovia SC-434.



4.Materiais e métodos

4.1 LiDAR

Os levantamentos por varredura laser foram obtidos pelo financiamento do projeto FAPESP 2009/17675-5, intitulado: Análise digital de terreno e sensoriamento remoto aplicados a caracterização morfométrica de formas de relevo. Este projeto possui coordenação do Professor Doutor Carlos Henrique Grohmann de Carvalho.

A obtenção das imagens ocorre através da emissão de pulsos de laser a partir de bases aeroportadas, estabelecendo a distância entre o solo e a aeronave. O equipamento de emissão do laser é ligado a uma unidade de medição de inércia, que marca a mudança de orientação da aeronave em relação aos eixos de rolagem, guinada e arfagem. A localização do emissor é conseguida através de GPS diferencial com estações localizadas tanto na aeronave quanto no solo (Carter *et al.*, 2001).

O emissor do laser emite por volta de 100.000 pulsos de luz por segundo para o terreno a ser varrido e grava o tempo de viagem que cada pulso leva para retornar ao emissor ao refletir no terreno. Com isso, esse tempo é utilizado no cálculo da distância entre a aeronave e o terreno para cada pulso de luz emitido. O emissor da luz pode utilizar um espelho oscilante ou um prisma rotativo que permite que os pulsos de luz se distribuam por uma faixa determinada logo abaixo da aeronave.

4.2 Sistemas de informação geográfica

A análise morfométrica do campo de dunas de Itapirubá, nas proximidades do município de Itapirubá, e o campo de Garopaba, próximo da cidade homônima foi realizada através de softwares como o ArcGIS 10, QGIS 1.6.0. e GRASS-GIS. Tais softwares são utilizados no Laboratório de Informática Geológica do Instituto de Geociências da USP. O trabalho de conclusão de curso, visou, através das imagens obtidas por varredura em LiDAR, fazer a subdivisão das fácies morfológicas de diferentes tipos de dunas ativas livres e vegetadas e a geração de modelos de elevação, os quais permitiram caracterizar em grande detalhe a geometria dos campos de dunas e o cálculo do volume e massa dessas formas. Estes dados serão úteis em simulações computacionais da dinâmica sedimentar dos campos de dunas, como feito por Sawakuchi (2006).

As fácies sedimentares foram delimitadas através de uma ferramenta editora do ArcGIS 10, que permite a criação de polígonos representativos das diferentes formas geomorfológicas. Em seguida estes polígonos foram tratados pelo programa GRASS-GIS para o cálculo dos volumes das formas.

Na interpretação e separação das fácies foi utilizado como auxílio modelos em 3D passíveis de serem visualizados pelo programa Quick Terrain Reader. Através dele foi possível tirar dúvidas quanto à forma de algumas morfologias eólicas. Esses modelos foram fornecidos juntamente com as imagens (inclusive as hipsométricas, com as quais a ilustram em grande parte esta monografia) do campo de Garopaba e de Itapirubá

4.3 Etapa de campo

Uma etapa de campo foi realizada entre os dias 4 e 8 de setembro. Seu intuito foi conferir as interpretações realizadas através das imagens e coletar amostras representativas de cada forma morfológica dos campos. As amostras coletadas foram analisadas em atividades de laboratório em São Paulo.

4.4 Atividades de laboratório

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da USP. O equipamento utilizado, Malvern Mastersizer 2000, é um aparelho utilizado para medir a distribuição dos diferentes tamanhos de partículas em uma amostra através

da difração de raio laser. O Mastersizer possui unidade de dispersão aquosa e a seco. Para as análises de areia, foi utilizado a dispersão aquosa.

Para as análises aquosas, o acessório utilizado foi o Hydro 2000MU. O equipamento possui um sistema de detectores com luz vermelha, que captam o espalhamento frontal, lateral e posterior. A fonte de luz vermelha é o Laser néon de Hélio, cujo comprimento de onda define a faixa de tamanho de partícula que o aparelho mede. Nesse caso, como $\lambda=632,8$ nm, o Mastersizer mede de 0,1 a 1000 microns.

5. Revisão bibliográfica

5.1.Clima do litoral de Santa Catarina

A porção costeira do Estado de Santa Catarina possui uma posição geográfica que permite a influência de massas de ar oceânicas. Dessa forma, o clima da área é controlado por duas massas de ar, sendo elas, o Anticiclone Tropical do Atlântico Sul e o Anticiclone Migratório Polar (Orselli, 1986). Este é caracterizado por um centro de alta pressão, mantido por massas de ar frias da antártida, e com comportamento migratório para NE. O Anticiclone Tropical do Atlântico Sul é um centro de alta pressão, que forma massas de ar quentes e úmidas, com uma posição praticamente permanente entre as latitudes 18°S e 35°S (Orselli, 1986; Horn 1988 e Tomazelli 1990).

A a movimentação do Anticiclone Migratório Polar faz com que os dois centros de alta pressão se aproximem, fazendo com que haja uma zona de baixa pressão e de frente frias entre os dois. Essas frentes comumente estão associadas e acompanhadas de ventos ciclônicos vindos do sul, instabilidade no clima e precipitação pluviométrica (Nimer, 1989; Monteiro e Furtado, 1995).

Os dois anticiclones se alternam por períodos sazonais, o Anticiclone Tropical do Atlântico Sul age predominantemente nos meses quentes (primavera e verão), agindo sobre a costa com ventos de direção leste e nordeste. O Anticiclone Migratório Polar é mais ativo nos meses frios (outono e inverno) e possui como principal reflexo de sua ação ventos ciclônicos de direção sul e sudoeste produzidos por frentes frias (Hesp et al. 2009).

Outro fator importante no controle do clima do litoral catarinense é o relevo, uma vez que as escarpas da Serra Geral, de Itajaí e do Taboleiro (com alturas entre 1.100 e 1.200m) constituem uma barreira natural a massas de ar úmidas provenientes do oceano. A influência devido o posicionamento das escarpas da Serra Geral pode ser observada na porção mais a sul do estado, onde as escarpas são mais distantes da costa. Nessa região, a taxa de precipitação é a mais baixa do estado (1219mm) (Orselli, 1986).

As taxas de precipitação da região são entre 1250mm e 1400mm para as cidades de Imbituba e Laguna, com umidade relativa do ar em média de 85%. As temperaturas médias da

região são por volta de 14°C no inverno e 23°C no verão, com média anual de 19°C. O clima da área é classificado como subtropical úmido mesotérmico, sem estação seca e com verão quente (Orselli, 1986).

5.2 Ventos, ondas, marés e nível relativo do mar

No litoral de Santa Catarina, na sua porção centro-sul, os ventos provenientes de norte e nordeste, são responsáveis por 41% da deriva potencial eólica, enquanto os ventos vindos do sul e sudoeste por 53% (Giannini, 1993). Embora o regime dos ventos atuantes numa determinada região seja o responsável pela influência no regime de ondas, transporte eólico e formação de dunas costeiras, os campos de dunas de Garopaba e Imbituba estão claramente com migração atual para o quadrante SW. Isto ocorre pois os ventos vindos de N e NE possuem maior poder no transporte sedimentar, já que esses ventos ocorrem em dias sem chuva, momento em se aumenta o potencial do transporte de areia pelo aumento da incoesão (Martinho, 2004).

Sendo a maioria das praias da área de morfodinâmica dissipativa, elas possuem características como: altura média de arrebentação entre 1,0 e 1,5m, morfologia plana e com pouca inclinação da face da praia, desenvolvimento de barras alongadas submersas e distâncias de cerca de 100m entre as linhas médias de arrebentação e espraiamento (Gianinni & Santos, 1994).

Quanto a deriva litorânea longitudinal, ela é de S-SE para ENE-NE e ocorre devido a interferência de frentes de ondulação ao interagirem com sedimentos da costa (Gianinni, 1993).

5.3. Considerações sobre os campos de dunas, suas fácies morfológicas e associações das fácies.

5.3.1. Depósitos eólicos da costa catarinense

Campos de dunas ativos do litoral brasileiro podem ser classificados como campos de dunas livres ou vegetados. Os campos livres, que também podem ser denominados de campos transgressivos, estão dispostos essencialmente em quatro locais do território nacional: do sul do Rio Grande do Norte até os chamados Lençóis Maranhenses, nas proximidades da desembocadura do Rio São Francisco em Sergipe, em Cabo Frio-RJ e entre a Ilha de Santa Catarina-SC e o sul do Estado do Rio Grande do Sul. Nas áreas restantes do Brasil, há predominância de depósitos eólicos vegetados (Giannini et al. 2005).

Os dois campos de dunas visados neste trabalho estão na região centro-sul de Santa Catarina, próximo das cidades de Garopaba, Vila Nova e Imbituba, locais que já foram visados para estudos dos depósitos quaternários, desde a década de 1950.

A primeira referência às diferentes gerações de dunas na região sudeste do Estado de Santa Catarina foi feita por Guerra (1950) que individualizou na região de Imbituba dunas fósseis e dunas “vivas”. Posteriormente, Pimienta (1958) demonstrou relações entre a propensão de estabilização da linha de costa com a fase ativa de dunas eólicas na região.

Uma individualização com mais detalhe acerca das diferentes gerações de dunas foi realizada por Martin et al. (1988) que levantaram a possibilidade de existência de pelo menos três gerações de dunas costeiras ao sul da Ilha de Santa Catarina. A geração mais antiga é representada pelos depósitos do interior da praia de Muita Água, em Imbituba, e caracteriza-se por areias pedogenizadas, avermelhadas e muito vegetadas. A segunda geração é composta por dunas de areias brancas, amareladas, vegetadas e influenciadas por ação antrópica. A geração mais recente é descrita como dunas ativas, de coloração branca pertencentes à faixa mais externa da planície litorânea.

Giannini (1993) e Giannini & Suguio (1994) diferentemente dos autores citados anteriormente, reconhecem a existência de pelo menos quatro gerações de depósitos eólicos entre as cidades de Imbituba e Jaguaruna. A individualização feita por estes autores é apoiada pelo mapeamento e descrição de quatro unidades de empilhamento estratigráfico diferentes, pela morfologia dos terrenos dos depósitos eólicos mapeados através de campanhas de campo e aerofotogeologia, estudos sedimentológicos, texturais e mineralógicos. A quarta geração é representada por dunas ativas, totalmente ou parcialmente sem vegetação, de areias de coloração clara, esbranquiçada ou amareladas. Através da análise de fotografias aéreas reconhece-se com facilidade dunas barcanas e cadeias barcanóides. As dunas eólicas desta geração cobrem grandes extensões de depósitos holocênicos, podendo recobrir pontões cristalinos cobertos por paleodunas. A visualização de fotos aéreas de diferentes datas assegura a mobilidade para SW dessas dunas (Giannini & Suguio, 1994).

A quarta geração de dunas possui uma grande diversidade de fácies morfológicas que estão sumarizadas em Martinho (2004). Essas fácies estão divididas em dois grupos: aquelas que possuem influência morfodinâmica importante da vegetação e aquelas que não possuem.

Dentre as fácies que possuem influência da vegetação, podemos citar as dunas frontais, rupturas de deflação, dunas parabólicas, rastros lineares, retrocordões, *nebkhas*, montes residuais e cordões de precipitação e enquanto que protodunas, franjas de areia eólica, dunas transversais, planícies interdunares, cadeias barcanóides, extensões lineares, depressões interdunares e lobos deposicionais representam fácies sem influência de vegetação (Martinho, 2004).

5.3.2 As fácies morfológicas

As fácies morfológicas, segundo Martinho et al.(2006), com influência de vegetação são:

Dunas frontais:As dunas frontais, do termo em inglês *foredunes*, são acumulações

contínuas juntas à vegetação pioneira no interior da zona de antepraia superior (morfodinâmica costeira dissipativa) ou na zona de pós-praia (morfodinâmica costeira reflexiva). Quanto a sua forma, essas dunas podem exibir geometria de cordão, rampa ou terraço (Hesp, 2000).

De acordo com Hesp (1999), as dunas frontais podem ser separadas em dois tipos principais: incipientes e estabilizadas, sendo que sobre cada uma pode existir grandes variações morfológicas e ecológicas. As dunas frontais incipientes são formadas devido a deposição de areia eólica em meio a vegetação pioneira. Já as dunas frontais estabelecidas formam-se a partir das dunas frontais incipientes, sendo diferenciadas destas por possuírem crescimento de vegetação secundária, maior complexidade de forma, largura e altura (Hesp, 1988).

Rupturas de deflação: Definidas por Hesp (2000), as rupturas de deflação (*blowouts*) são formas mistas: erosivo-deposicionais, produzidas por retirada e redeposição local, pelo vento, de depósitos arenosos preexistentes. A ruptura se dá pela produção de uma bacia deflacionar delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham em lobos deposicionais em U voltado para sotavento.

Dunas parabólicas: As dunas parabólicas São formas que possui, em planta, a forma aproximada de uma parábola, com sua concavidade virada para sotavento. Comumente, as extremidades dos braços dessas dunas são ancoradas em obstáculos como vegetação ou blocos rochosos (Suguio, 1998).

As dunas parabólicas podem desenvolver-se a partir de rupturas de deflação, dessa forma, as duas formas morfológicas possuem os mesmos componentes, embora as dunas parabólicas possuam maior alongamento das paredes que têm forma de rastro linear residual e da bacia deflacionar (Hesp, 2000).

Quanto a sua geometria, podem ser diferenciadas em simples e composta. A simples corresponde ao termo inglês *hairpin*, inserido por Melton (1940) e a composta é caracterizada pela coalescência lateral de diversas dunas parabólicas menores. Essa forma possui alguns sinônimos na literatura brasileira: imbricada (Gianninni, 1993), em ancinho (Barbosa, 1997) ou escalonada (Barreto, *et al.*, 2003).

Retrocordões: O termo retrocordão é uma tradução do alemão *gegenwalle* (Paul, 1944) e consiste em cordões baixos e ondulados posicionados em zonas de deflação sujeitas a alagamentos periódicos. Devido a períodos de alagamento que possam afetar zonas de deflação, a umidade não permite que a areia seja transportada, dessa forma, as margens das dunas são colonizadas por plantas. A vegetação se instala na margem de barlavento, que tende a ficar parada devido a estabilização das plantas. Com o início do próximo período seco, a umidade da areia diminui e as dunas podem voltar a migrar, mas devido o instalação das plantas, a margem de barlavento permanece parada.

Montes residuais: Segundo Martinho (2004), montes residuais são acumulações de areia assimétricos, parcialmente vegetados, que podem ocorrer no interior do campo de dunas.

São representados por porções remanescentes de um depósito eólico que sofreu erosão diferencial. O flanco de sotavento possui densa vegetação e o de barlavento tem características predominantemente erosivas.

Cordões de precipitação: Cordões de precipitação ocorrem como pilhas cônicas na margem interna do campo de dunas, formados através do sucessivo empilhamento de areia sobre a vegetação ou corpo d'água. Na sua face interna, são desvegetados, enquanto que na face externa são vegetados e possuem caráter deposicional. A vegetação presente nessa fácies morfológica age como um obstáculo que dificulta o avanço do campo de dunas.

Fácies morfológicas sem influência de vegetação

Protodunas: São formas orientadas perpendicularmente aos ventos principais da área. Elas podem ter poucos metros de altura e não caracterizadas por não apresentar feche de avalanche marcada por fluxo de grãos (Kocurek et al., 1992).

Dunas transversais: Dunas transversais também possuem orientação perpendicular ao vento efetivo predominante. Ainda apresentam crista linear retilínea, relevo suave no barlavento e mais íngreme a sotavento (Martinho, 2004).

Plânícies interdunares: Regiões planas localizadas entre dunas barcanóides ou transversais, onde o processo eólico predominante é o de deflação. Comumente, são regiões que úmidas e periodicamente alagadas com vegetação pioneira desenvolvida.

Cadeias barcanóides: Estas cadeias de dunas são compostas por dunas barcanas coalescidas lateralmente. São dunas com orientação transversal ao vento efetivo e com crista sinuosa.

Depressões interdunares: As depressões são feições localizadas entre dunas que possuem em perfil, concavidade para cima. Sua ocorrência é típica no meio do campo de dunas (Martinho, 2004).

Lobos deposicionais: A geometria do lobo deposicional é parabólica, com a convexidade voltada para o mesmo sentido do vento efetivo. São formas relacionadas às frentes principais de avanço dos campos de dunas.

5.3.3 Associações de fácies

Na região centro-sul de Santa Catarina, a utilização da nomenclatura citada acima, a respeito da morfologia dos campos de dunas, permitiu que se avaliasse e diferenciasses dois conjuntos de associações faciológicas (Martinho et al. 2007 e Giannini 2007).

Essas associações são divididas em distal e proximal, e podem ser separadas de acordo com a razão energia eólica/disponibilidade de areia ou quanto a razão efluxo/influxo. A associação

proximal possui razão energia eólica/disponibilidade de areia baixa enquanto que a distal possui essa razão elevada.

A associação proximal é caracterizada por formas eólicas que podem se estender por dezenas de quilômetros e por uma sucessão de formas (do litoral para o interior do continente) que varia de dunas frontais incipientes e instabilizadas, para dunas transversais lineares e formas barcanóides que finalmente evoluem para frentes parabólicas, estendendo-se pela costa sem apresentar fácies deflacionares. Esse conjunto de formas também pode ser denominada como maciça. (Giannini 2007). Sua geração estaria relacionada a um espalhamento contínuo dos depósitos eólicos existentes desde formas litorâneas até dunas parabólicas distais, (sendo que dunas frontais instáveis são as fontes preferenciais desse processo), devido a ação de uma intensa de deriva eólica.

A associação distal caracteriza-se da costa para o interior do continente por rastros lineares, retrocordões, dunas parabólicas isoladas e cavas deflacionares inundadas que passam para cadeias barcanóides e lobos deposicionais alongados, no final da sequência. Nessa associação é característica a existência de planícies de deflação e fácies vegetadas entre o campo de dunas e a praia, sendo devido a isso também denominada fácies deflacionar. A proximal sempre posiciona-se sempre a sotavento da distal, com uma área deflacionar de separação entre elas (Giannini 2002).

6.Resultados

6.1. Aspectos gerais da geomorfologia do campo de dunas de Garopaba

O campo de dunas de Garopaba possui uma orientação oblíqua em relação à linha de costa, cuja orientação é predominantemente NE, com porções orientadas NNE. Sendo a direção do vento dominante NE-SW, com migração para o interior do continente, a migração do campo de dunas se dá para o quadrante SW. De leste para oeste, o campo possui dunas frontais com porções descontínuas a norte e bastante contínuas a sul. Elas podem estar desconfiguradas e modificadas por rupturas de deflação, que ocorrem com maior frequência associadas a dunas parabólicas na porção central do campo.

Para o interior do continente, o campo de dunas passa a possuir uma grande área com domínio de deflação. Nesta porção, há feições morfológicas como retrocordões, rastros lineares, planícies de deflação vegetadas e dunas parabólicas, que ocasionalmente podem estar sobrepostas e coalescidas. As dunas parabólicas, frequentemente apresentam relação com longos rastros lineares que podem estar isolados na bacia deflacionar. Os retrocordões ocorrem de forma mais frequente na região norte do campo, ocorrendo de maneira repetitiva e evidenciando a migração de dunas parabólicas.

Pouco mais a oeste, as fácies morfológicas de caráter deflacionar são substituídas por cadeias de dunas barcanóides e transversais, onde há ocorrência frequente de montes residuais, depressões interdunares e extensões lineares, no extremo sul do campo.

Sendo a geometria externa do campo um pouco irregular, as frentes de avanço deste campo podem ser separadas em duas, uma vez que há uma porção do campo transgressivo que está um pouco mais para o interior do continente que a frente localizada a leste. A frente de avanço a oeste, possui lobos deposicionais em forma de barcana e barcanóide, sendo que nesta porção a altitude do campo de dunas é a mais elevada. A frente de avanço o leste possui formato semelhante ao de dunas parabólicas existentes na bacia deflacionar já anteriormente citada. Nesta porção, as frente dunares são "barradas" por montes pouco mais elevados que as dunas e extremamente vegetados.

6.1.1. Fácies morfológicas com vegetação

Dunas frontais

No campo de Garopaba, as dunas frontais se estendem ao longo da costa por cerca de 3,2 km. Há dois padrões predominantes de dunas frontais no sul e no norte do campo. Na porção sul do campo, elas possuem maior continuidade, são mais largas: 8 a 12m (sendo esta medida realizada a partir do campo de dunas em planta) e possuem alturas maiores.



Figura 2A: Duna frontal com geometria em rampa com cerca de 5m de altura.



Figura 2B: Região da duna frontal onde ocorre diminuição da altura (cerca de 2m) e da vegetação, que fica mais esparsa.

Observações de campo confirmaram a variação da altura da duna frontal ao longo da costa. Na figura 2A, a geometria da duna é em rampa e possui altura de cerca de 5 metros enquanto na figura 2B, a altura chega a 2 metros na região norte do campo.

Estas são do tipo em rampa sendo que associadas a elas ocorrem com maior frequência

rupturas de deflação (Figura 3A). Pouco mais ao norte do padrão anterior, há dunas frontais com associações com rastros lineares, dunas parabólicas e rupturas de deflação. Nessa região, pode-se ver dunas frontais conectadas a porção anterior dos braços de dunas parabólicas. Ainda pode haver rupturas de deflação de forma arredondada e rupturas com feições que indicam evolução para uma futura duna parabólica.

A norte, as dunas frontais têm uma tendência mais para tipo cordão e aparentemente possuem um volume menor de sedimento. Ainda há uma menor associação com rastros lineares e dunas parabólicas. As rupturas de deflação ainda que menos frequentes, estão presentes.

Na porção norte, as dunas frontais são do tipo cordão, com largura mais reduzida (cerca de 6m), e apresentam feições onde há braços de dunas parabólicas paralelizados ou tangenciando as dunas frontais. Nesta região, elas são menos retilíneas que aquelas do sul, sendo pouco onduladas e menos contínuas. Nessa região ainda há porções da costa onde não existe duna frontal por cerca de 65m.

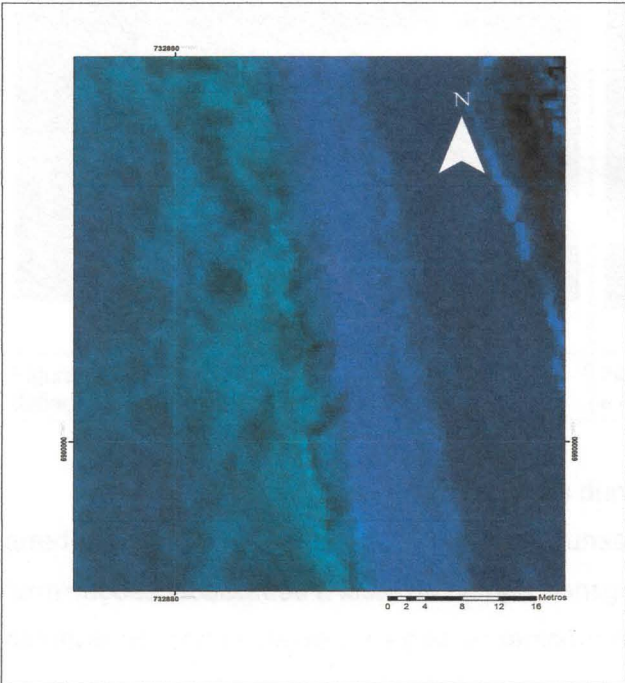


Figura 3A : Duna frontal da porção sul, com ruptura de deflação.

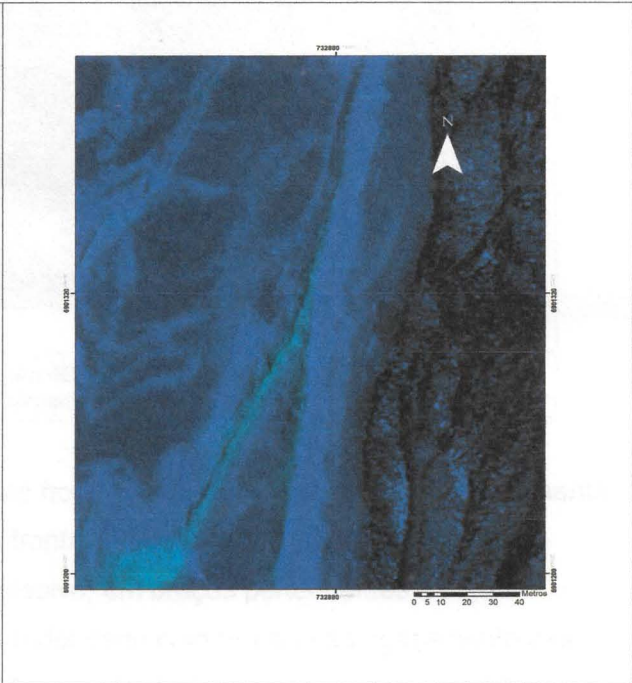


Figura 3B : Duna frontal na porção norte do campo, levemente ondulada e retilínea. Aparentemente trunca braço de duna parabólica.

Os sedimentos da duna frontal possuem cerca de 37,5% de areia média, 60% de areia fina e 2,5% de areia muito fina. O diâmetro médio é de 233 μ m, que corresponde à fração areia fina. O grau de seleção destes sedimentos é bem selecionado, já que o desvio padrão correspondente a amostra é de 0.449 ϕ .

Rupturas de deflação

O termo ruptura de deflação foi sugerido por Giannini *et al.* (2005) como uma tradução para o termo em inglês *blowout*, como sendo estruturas com feições tanto deposicionais quanto erosivas, produzidas através da retirada e redeposição local de depósitos de areia pelo vento. Essa forma se origina pela geração de uma bacia deflacional limitada por paredes que se fecham, rumo sotavento, em lobos deposicionais em forma de U (Hesp 2000).

No campo de dunas de Garopaba, essas rupturas ocorrem principalmente ao longo da dunas frontais e nos braços das dunas parabólicas, podendo existir forte relação entre as rupturas e geração de dunas parabólicas de escala pequena (Figura 5A).

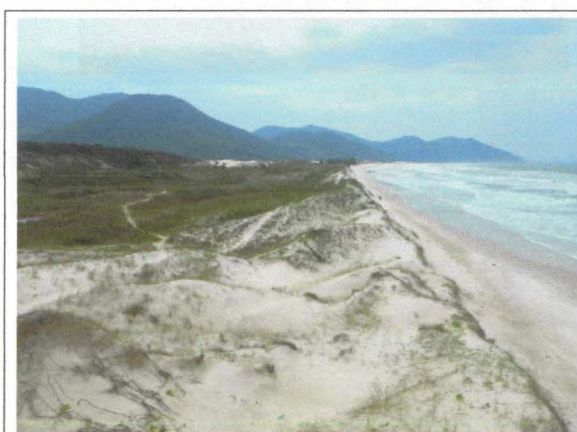


Figura 4A: Duna frontal modificada por rupturas de deflação e com formação de dunas parabólicas.

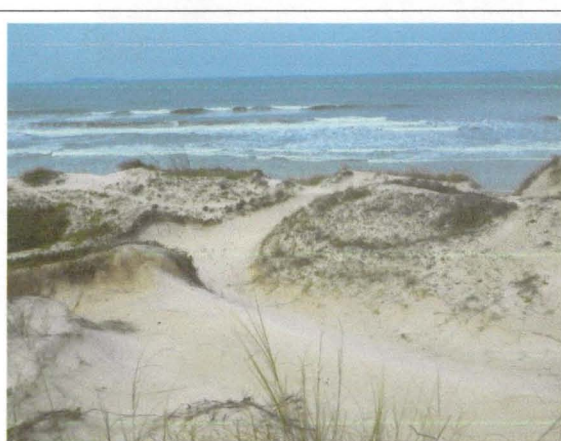
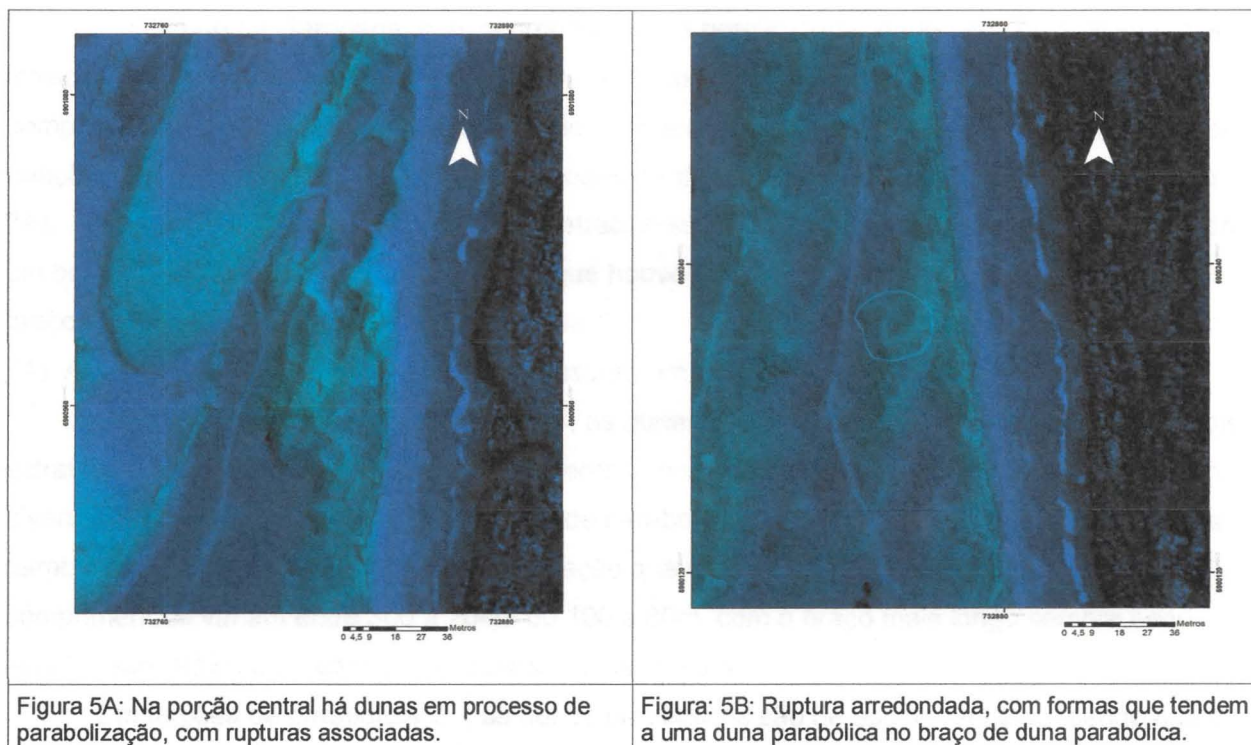


Figura 4B: Ruptura de deflação de forma arredondada e diâmetro de 6 metros.

As rupturas que ocorrem próximas às dunas frontais, possuem forma predominantemente arredondadas. Quando não associadas às dunas frontais, elas podem estar presentes nas terminações localizadas a leste do campo transgressivo, em braços pertencentes à dunas parabólicas, onde nota-se uma padrão também arredondado com um sutil adelgaçamento das paredes rumo sotavento, que lembram pequenas formas de dunas parabólicas (Figura 5B).



Dunas parabólicas

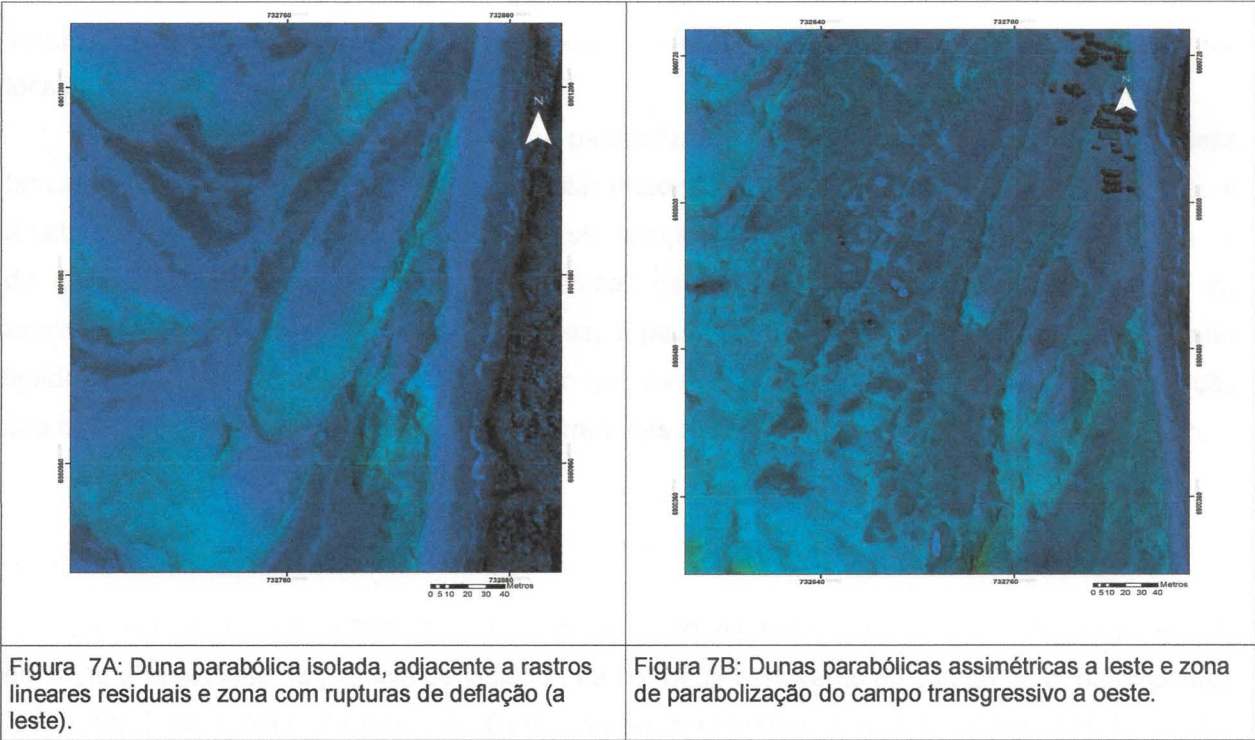
Esse tipo de duna é caracterizado por uma geometria em planta na forma de V ou U, com sua convexidade voltada para sotavento e possuem à grosso modo os mesmos componentes existentes nas rupturas de deflação, sendo que a duna parabólica possui maior alargamento das paredes que podem ser denominados como braços ou rastros lineares residuais (Giannini, 2007).



No campo de Garopaba, elas ocorrem desde a porção norte, onde são pouco frequentes e isoladas, possuem grandes magnitudes com tamanhos dos braços de 360 a 210m de comprimento e elevada simetria, até a porção central do campo. Nessa região vê-se uma intensa relação com dunas barcanóides, gerando processos de parabolização e rastros lineares (Figura 7A). Localmente, nota-se uma feição de retrabalhamento, onde se vê dunas frontais truncando um braço de parabólica, fato que indicaria que houve transgressão da linha de costa, erosão do braço da parabólica e posterior construção da duna frontal (porção a superior a direita da figura 7A). As dunas parabólicas dessa porção possuem um rumo que varia entre N204 e N205.

Pouco a sul, como visto na Figura 4B, as dunas parabólicas possuem lobos e braços mais estreitos, indicando menor volume de sedimento aprisionado, ocorrem com mais frequência, em diversos tamanhos (principalmente na zona de parabolização mostrada na Figura 4A). As dunas parabólicas dessa porção tem rumo de migração que varia entre N201 e N202, e seus comprimentos variam entre 306 a 204m ou 100 a 80m, com o braço mais longo sempre sendo aquele mais próximo do continente, quando há assimetria.

Em regiões de parabolização, as dunas parabólicas são de escala reduzida, sendo que o tamanho do braço pode variar de 20m até 60m, onde não há tendência de assimetria. (Figura 7B).



As amostras coletadas de dunas parabólicas foram da região norte e sul do campo. No norte, os sedimentos desta forma morfológica possui diâmetro médio de 297 μ m, 58,5% de areia média, 36% de areia fina, 0,5% de areia muito fina e 5% de areia grossa. O desvio padrão entre o tamanho dos grãos é de 0.51 ϕ , valor que caracteriza tal amostra como moderadamente

selecionada.

No sul, os sedimentos de duna parabólica no extremo sul do campo tem diâmetro médio de 269 μm (areia média). Quanto as porcentagens das frações, há 2% de areia grossa, 52% de areia média, 45% de areia fina e 1% de areia muito fina. Esse forma tem seleção boa, com desvio padrão de 0.487 ϕ .

Rastros lineares residuais

Os rastros lineares no campo de Garopaba estão distribuídos por várias regiões e consistem em braços alongados de dunas parabólicas, terminações de dunas barcanóides adjacentes à bacia deflacionar e braços gerados pela parabolização de duna barcanóides e deixados para NE a medida que o campo migra para SW.

Na porção norte do campo, os rastros lineares aparecem frequentemente associados à dunas barcanóides parabolizadas, comumente há retrocordões em forma de V nas planícies interdunas. As extensões dos rastros variam de 70 a 300m, podendo apresentar feições de tangenciamento com dunas frontais (Figura 7A).

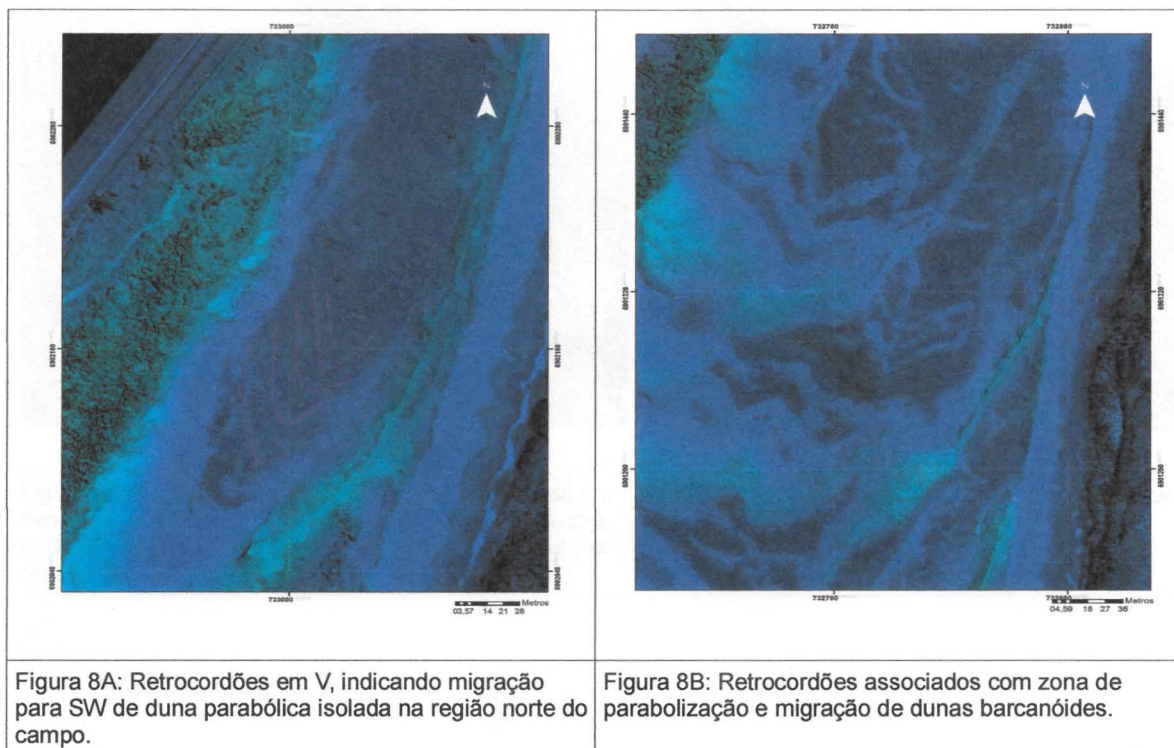
Na região central do campo, os rastros variam de 60 a 120m e aparecem na bacia de deflação como longos cordões isolados, devido a migração de lobos, seu distanciamento para SW e fixação pela vegetação. Ainda pode-se ver rastros formados pela migração de dunas barcanóides não parabolizadas e parabolizadas, ainda que com uma organização menor daquela localizada mais a norte (Figura 7B).

Como descrito por Giannini (2007), a parabolização da porção terminal de cristas de dunas barcanas e de cadeias barcanóides pode estar relacionada à retenção de areia pela vegetação e à falta de sedimentos da área deflacionar. Esta relação existe em campos de dunas próximos do de Garopaba. Com isso, considerando mesmas características ambientais influenciadoras da formação e modificação de campos de dunas, o padrão e distribuição dos rastros podem estar ligados aos mesmos motivos que fazem com que os processos de parabolização e a distribuição dos rastros na praia de Ibiraquera se concentrem nas áreas de menor suprimento de sedimento.

Retrocordão

Como descrito em Giannini (2007), os retrocordões são acumulações de areia depositada em meio a vegetação da planície deflacionar, na borda de barlavento do campo de dunas móveis.

Os retrocordões da praia de Garopaba se concentram nas depressões interdunares e marcam a migração de dunas parabólicas e barcanóides. Eles possuem três padrões e se encontram preferencialmente na porção norte do campo. Um dos conjuntos de retrocordões possui cordões de areia simétricos e geometria em planta na forma de V, estando relacionado com a migração de uma duna parabólica (com braços de cerca de 350m) (Figura 8A).



Pouco a sul do conjunto descrito acima, há outro conjunto com cordões assimétricos a barlavento de dunas parabólicas menores (braços de cerca de 54m) que estão ao lado de dunas barcanóides.

O terceiro padrão consiste em cordões bastante simétricos de cerca de 40m e podem estar relacionados com a migração de dunas parabólicas sobre dunas transversais e barcanóides, produzindo um padrão de interferência, como visto na Figura 8B.

Diferentemente dos retrocordões encontrados ao norte do campo, aqueles entre as dunas barcanóides, que passam a ocorrer do centro do campo para o sul, tem comprimento menor (até 30 metros) e maiores larguras: cerca de 100 metros (Figura 9A e (B)).



Figura 9A : Retrocordão (porção vegetada) localizado em depressão interduna de dunas barcanóides. Seus limites norte e sul (direita e esquerda da foto) são marcados por áreas alagadas.



Figura 9B: Retrocordão em depressão interduna úmida.

Montes residuais

Os montes residuais (Figura 10A e 10B) são morros de forma assimétrica com vegetação e sua existência representa áreas restantes de depósitos eólicos pré existentes que sofreram erosão diferencial. As formas interpretadas como montes residuais, inicialmente foram classificadas como nebkhas. Esta forma foi descartada na classificação, uma vez que as formas observadas parecem ser exclusivamente erosivas.



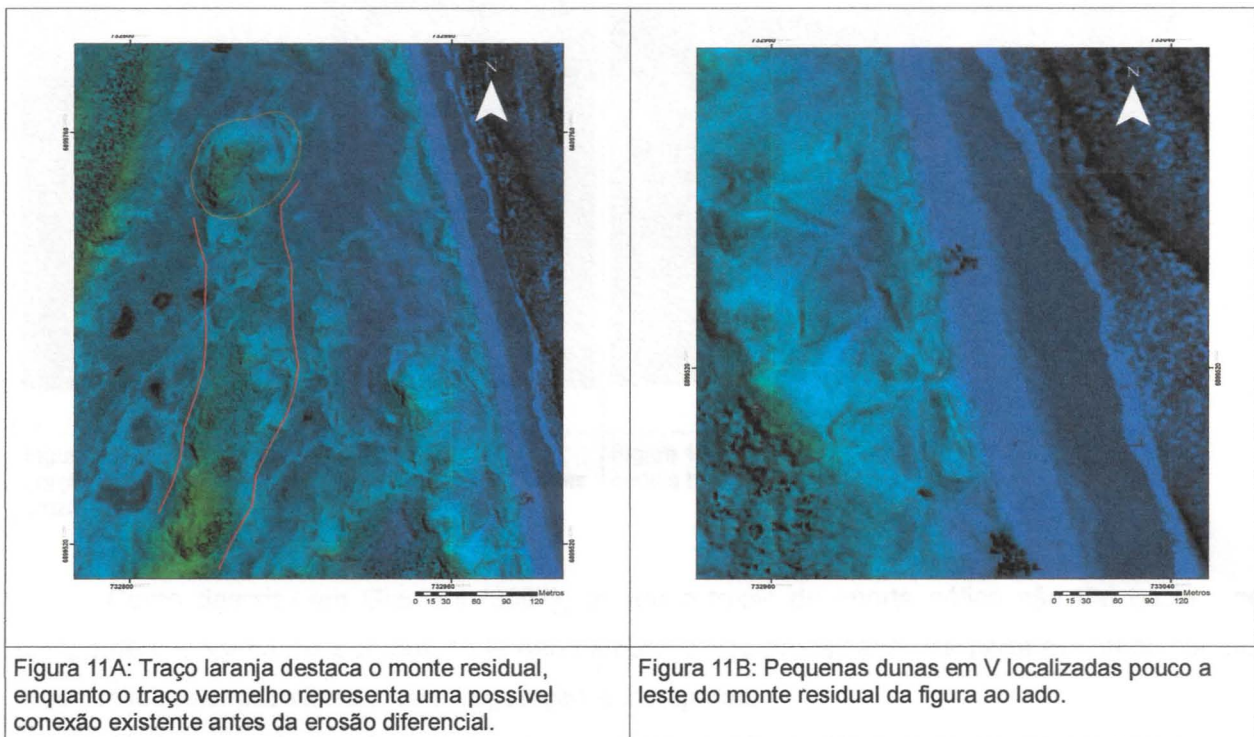
Figura 10A : Monte residual entre a cadeia de barcanóides. Formado pela erosão da porção anterior de rastro linear.



Figura 10B: Monte residual da lateral sul do campo, próximo do lobo deposicional.

Na porção sul do campo (Figura 11A), há montes sub-arredondados com aparente continuidade a SW com cordões de precipitação. Entre esses montes e os cordões há uma zona, possivelmente de erosão diferencial, onde há diversas formas sem um arranjo padronizado.

Pouco a leste desta área há pequenas formas que lembram dunas parabólicas na encosta de montes residuais (Figura 11B). A etapa de campo confirmou que estas formas são simplesmente trilhas.



A amostra coletada representante da forma monte residual possui 41,2% de areia fina, 56,8% de areia média, 0,4% de areia muito fina e 1,6% de areia grossa. O diâmetro médio desses sedimentos é de 277 μm , que corresponde a fração areia fina. O desvio padrão característico da amostra representativa desta forma morfológica é de 0.446 ϕ , valor que a caracteriza como bem selecionado.

Cordões de precipitação

Os cordões de precipitação concentram-se na borda oeste do campo, na sua borda leste e de maneira menos frequente nas margens frontais. Esta forma é gerada por areias provenientes de dunas transversais, cadeias barcanóides ou lobos deposicionais de dunas parabólicas. Como proposto pela análise bibliográfica, sua geometria é assimétrica com mais vegetação e maior declive na face externa (deposicional) do que na face interna, por sua vez erosiva (Figura 13).

No campo de Garopaba, o cordão de precipitação possui um progressivo aumento de altura no rumo SW e acompanha o ganho de volume e altura da cadeia barcanóide a partir da planície interduna, onde há transição de dunas parabólicas para a cadeia. O cordão de precipitação pode atingir cerca de 36 metros de altitude e possui grande inclinação para leste (Figura 12B).



Como descrito em Giannini (2007), devido a taxas de aporte eólico não tão baixas, no campo de Garopaba, há porções onde não há cordões de precipitação na parte frontal do campo, mas sim lobos deposicionais sem vegetação e alongados.

Ainda segundo o autor, campos de dunas com orientação oblíqua à costa, assim como o de Garopaba, os cordões de precipitação possuem uma distribuição espacial um tanto quanto assimétrica, com um desenvolvimento maior na margem voltada para o continente. Tal concentração pode estar relacionada à melhor eficiência de retenção de areia pela vegetação e pela areia possuir uma maior incoesão em regiões mais distantes da praia.

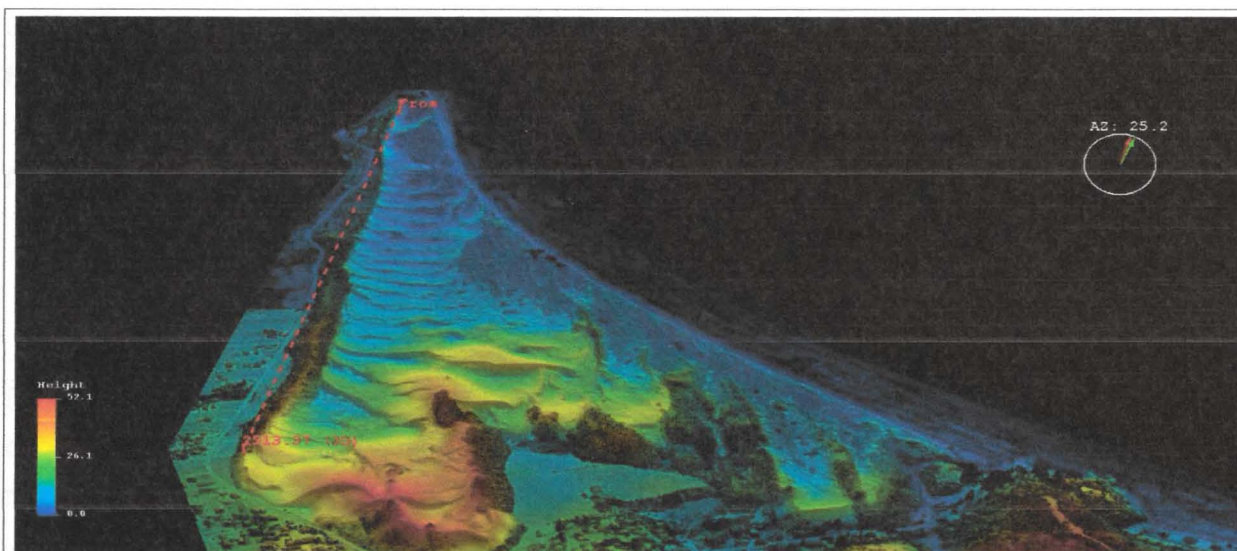


Figura 13: Imagem em perspectiva onde vê-se cordão de precipitação da borda oeste do campo com extensão aproximada de 2513,37m, marcada por tracejado vermelho. Na imagem ainda pode-se ver os dois padrões de lobos deposicionais. Na porção esquerda da imagem tem-se a legenda com as respectivas altitudes em função da variação de cores e a direita tem-se a orientação do azimute da foto.

Os sedimentos do cordão de precipitação tem diâmetro médio de 296 μm , 28% de areia fina, 71% de média e 1% de areia grossa. Esse forma tem seleção boa, com desvio padrão de 0.359 ϕ

6.1.2. Fácies morfológicas sem influência de vegetação

Cadeias barcanóides

As cadeias barcanóides podem atingir picos com cerca de 52m de elevação na porção extremo sul do campo de Garopaba. Esse tipo de cadeia é compreendida por dunas barcanas lateralmente coalescidas, com a orientação da crista (sinuosa) perpendicular ao vento predominante da área. Segundo Giannini (2007), em campos de dunas subparalelos à linha de costa, as dunas barcanóides podem ser a continuação lateral de dunas transversais existentes na antepraia.

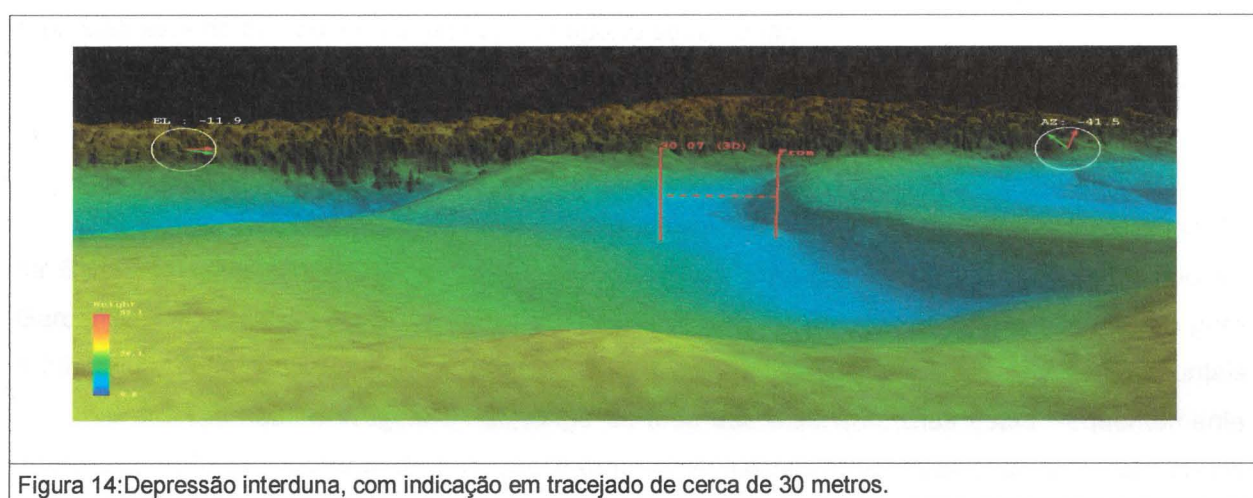
Neste campo de dunas, este padrão pode ser observado, considerando que não há dunas transversais, mas sim dunas barcanóides pouco onduladas. Essas dunas estão na porção central do campo e sempre possuem ondulações nas suas cristas, sendo que não ultrapassam os 5m de altura. À medida que se observa de leste para o interior do continente, nas dunas localizadas a sul, nota-se a leste uma zona de interferência de dunas parabólicas sobre as barcanóides e um aumento na intensidade de ondulação das cristas das duas, acompanhada de um aumento da altura atingida pelas cristas dunares. Nessa região, a altitude das cristas barcanóides passam a ter alturas de 18 a 26m, podendo chegar a 52m (para SW), variando nesse intervalo, cerca de

34m em aproximadamente 880m de extensão do campo de dunas. Ainda nessa região, as cristas ficam contínuas, podendo ter até 470m de comprimento.

Há com muita frequência, associação das cadeias barcanóides com cordões de precipitação, pois este estende-se por toda lateral oeste do campo.

Depressões interdunas

Essas depressões ocorrem com grande predominância no meio do campo de dunas (Figura 14). São feições morfológicas com um perfil côncavo para cima entre o costado de uma duna e a frente da duna à retaguarda (Giannini, 2007), através de uma imagem obtida pelo modelo 3D.



Lobos deposicionais

Os lobos deposicionais são as frentes de avanço principais dos campos de dunas. Em Garopaba, ele apresenta dois padrões, separados por cordões de precipitação e frentes de avanço vegetadas, que fazem com que um deles esteja mais avançado em direção ao continente em relação ao outro.

O lobo que possui um avanço mais recuado está envolvido por cordão de precipitação a leste e por zonas vegetadas a sua frente. Este lobo possui uma geometria parabólica e pode ser subdividido em três dunas que o compõe.

Já o lobo localizado a oeste, está a cerca de 420m a SW do outro lobo e possui uma geometria em forma de duna barcana e barcanóide, sendo que as cristas que o compõem podem atingir altitudes bem maiores que àquelas do outro lobo, podendo chegar a cerca de 52m (Figura 8).

Os sedimentos do lobo deposicional do campo de Garopaba são caracterizadas por areia

fina (58%), com diâmetro médio de 241 μ m. As porcentagens de areia muito fina e média são respectivamente, 0,5% e 41,5%. O desvio padrão de 0.366 ϕ existente na amostra desta forma permite classificá-la como bem selecionada.

6.1.3.Comparação entre as fácies

A granulometria das fácies morfológicas eólicas de Garopaba não possui o mesmo padrão de distribuição entre as faixas de areia muito fina, fina, média e grossa. Quanto às amostras de dunas parabólicas, do norte para o sul há uma diminuição de areia grossa e média e um aumento da areia muito fina e fina. As formas que possuem maior quantidade de areia média são o cordão de precipitação e monte residual. De uma forma geral há um aumento de seleção e de areia fina para sudoeste do campo, no sentido do transporte sedimentar.

6.2 Aspectos gerais da geomorfologia do campo de dunas de Itapirubá

O campo de dunas de Itapirubá possui uma orientação de direção NE-SW, com inclinação de 6° em relação à linha de costa. Este campo está a cerca de 30 km a sul do campo de Garopaba, sob ação do vento predominante de direção NE-SW e sentido SW, tem migração para o interior do continente. Da praia para o interior do continente, o campo possui dunas frontais bastante descontínuas e irregulares ao longo de toda sua extensão. Elas estão frequentemente desconfiguradas por rupturas de deflação e em muitos casos em estágios evoluídos para dunas parabólicas adjacentes ao mar, sem a existência de duna frontal.

Para oeste, estende-se numa grande planície de deflação vegetada, retrocordões, montes residuais, rupturas de deflação, dunas parabólicas e rastros lineares de grande extensão. As dunas parabólicas estão comumente isoladas, a não ser na porção norte do campo, onde podem estar pouco desconfiguradas e com forma irregular, podendo estar sobrepostas.

A porção livre do campo de dunas está presente a noroeste e a sudoeste da planície de deflação. A noroeste, existe uma faixa de dunas barcanóides de largura máxima de 300m e altura aproximadamente constante, bordejada por dunas parabólicas que ocasionalmente favorecem o processo de parabolização das barcanóides, que possuem planícies interdunas úmidas com retrocordões.

A sudoeste, as fácies morfológicas deflacionares dão lugar ao campo de dunas livre, com cadeia de dunas barcanóides, montes residuais, depressões interdunares úmidas. Esta porção do campo possui dunas com maiores alturas, que apresentam valor constante à medida que o campo migra para SW. Esta região é separada, da baixa de barcanóides citada anteriormente, por uma zona deflacionar extensa e inundada com retrocordões.

O campo de Itapirubá, além de possuir uma área quase quatro vezes maior que a área do

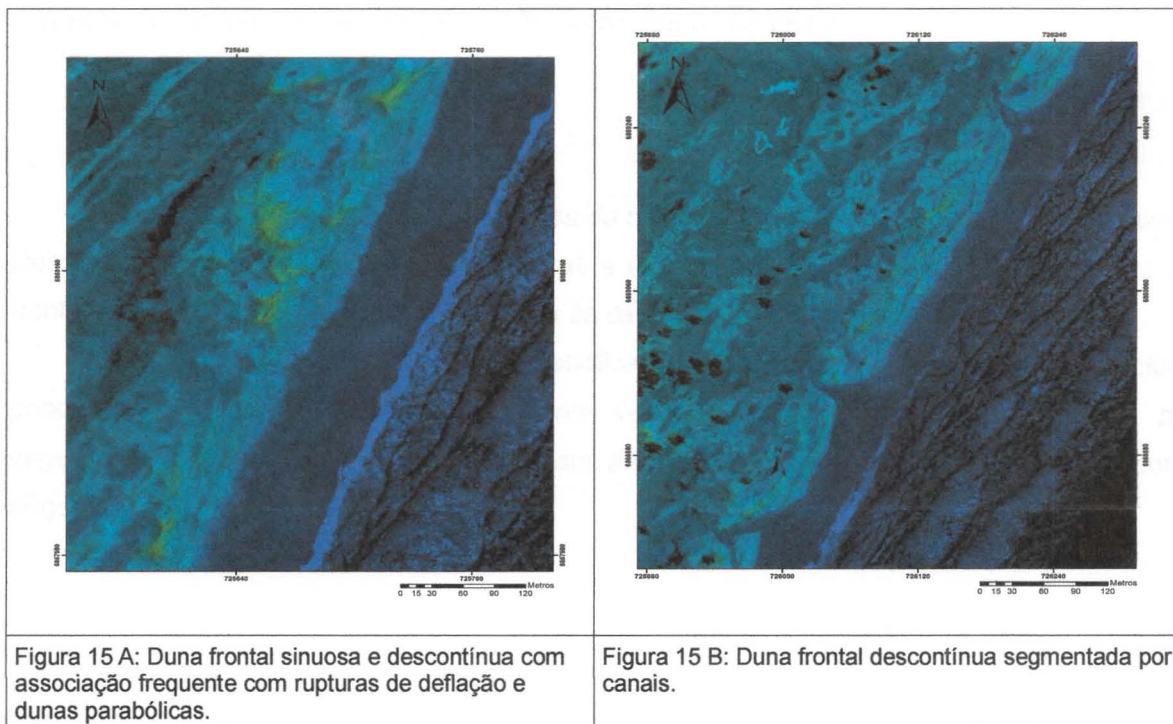
campo de Garopaba, é mais mais inclinado no quadrante NE e possui uma configuração do cordão de precipitação bastante distinta, sendo de uma largura menor, sinuoso e inexistente em algumas porções da lateral oeste do campo.

Os sedimentos deste campo possuem diâmetro entre 188 e 230 μm , correspondente à fração areia fina, com porcentagens de 15 a 25% de areia média. Os valores de desvio padrão das amostras coletadas, permitem classificar a distribuição granulométrica como bem selecionada.

6.2.1. Formas morfológicas com vegetação

Dunas frontais

As dunas frontais ocorrem ao longo de cerca de 4,7 km na costa. Sua distribuição é segmentada, sendo as porções mais contínuas de no máximo 350 metros. A separação das dunas frontais é marcada por vários canais que desembocam na praia e drenam água da planície de deflação (Figura 15B).



A duna frontal é sinuosa e modificada por rupturas de deflação (Figura 15A). Imediatamente a oeste das dunas frontais, existe uma faixa adjacente às dunas frontais, onde há grande quantidade de rupturas de deflação numa distribuição difusa e dunas parabólicas com os braços podendo estar ligados a dunas frontais. Esta faixa, onde tem-se dunas frontais, rupturas de

deflação e dunas parabólicas podem atingir 70 metros de largura.

Os sedimentos da duna frontal possuem cerca de 10,5% de areia média, 82% de areia fina e 7,5% de areia muito fina. O diâmetro médio é de 184 μ m, que corresponde à fração areia fina. O grau de seleção destes sedimentos é bem selecionado (Folk & Ward, 1957), já que o desvio padrão correspondente a amostra é de 0.361 ϕ .

Rupturas de deflação

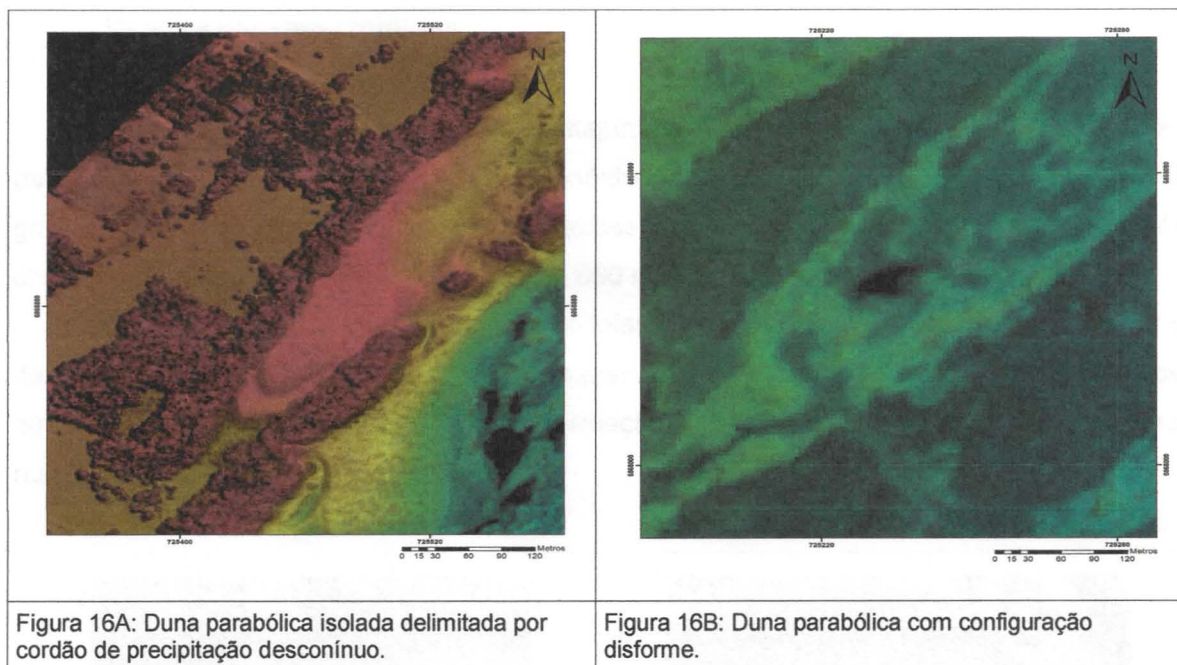
As rupturas possuem formas arredondadas, variando de 20 a 70 metros de diâmetro. Esta feição ocorre principalmente modificando a duna frontal e a oeste desta, numa faixa onde vê-se rupturas e dunas parabólicas (Figura 15A e 15B).

Quando não associadas com as dunas frontais, as rupturas podem ocorrer de modo isolado na planície de deflação com um padrão arredondado e pouco afinamento das paredes rumo sotavento (mostrando sua evolução para uma duna parabólica), sobre rastros lineares e dunas parabólicas, compondo uma forma pequena de aproximadamente 12 metros de circunferência através da modificação daquelas feições e na borda oeste do campo, onde tem-se rupturas dos cordões de precipitação e deposição de sedimento no rumo NW, configurando uma migração secundária do campo, perpendicular ao seu alongamento.

Dunas parabólicas

As dunas parabólicas estão presentes de maneira muito expressiva no campo de Itapirubá. Desde a porção norte, como dunas isoladas e extremamente vegetadas, associadas às dunas frontais, na planície de deflação e adjacente às cadeias barcanóides.

A norte do campo, as dunas parabólicas estão anexadas ao cordão de precipitação principal, elas podem estar completamente vegetadas ou parcialmente, com seus braços vegetados e o lobo deposicional livre, nesta área o cordão de precipitação esta descontínuo (Figura 16A).



Próximo a costa, há dunas parabólicas associadas à rupturas de deflação, com configuração que sugere a evolução a partir dessas rupturas. Nessa região, as dunas estão lateralmente coalescidas e com suas formas não muito bem definidas. Esse padrão se altera a medida que se observa o campo a oeste. Na bacia deflacionar, as dunas parabólicas têm uma tendência a estarem isoladas e possuírem comprimentos de cerca de 300 metros. Uma característica marcante dessa região é possuir dunas pouco disformes e alteradas por rupturas de deflação, sugerindo escassez de sedimento e alta taxa de erosão eólica (Figura 16B).

No centro do campo, as dunas parabólicas voltam a estar coalescidas e passam a estar presentes nas laterais de uma faixa de dunas barcanóides, que sofre parabolização nos seus dois limites.

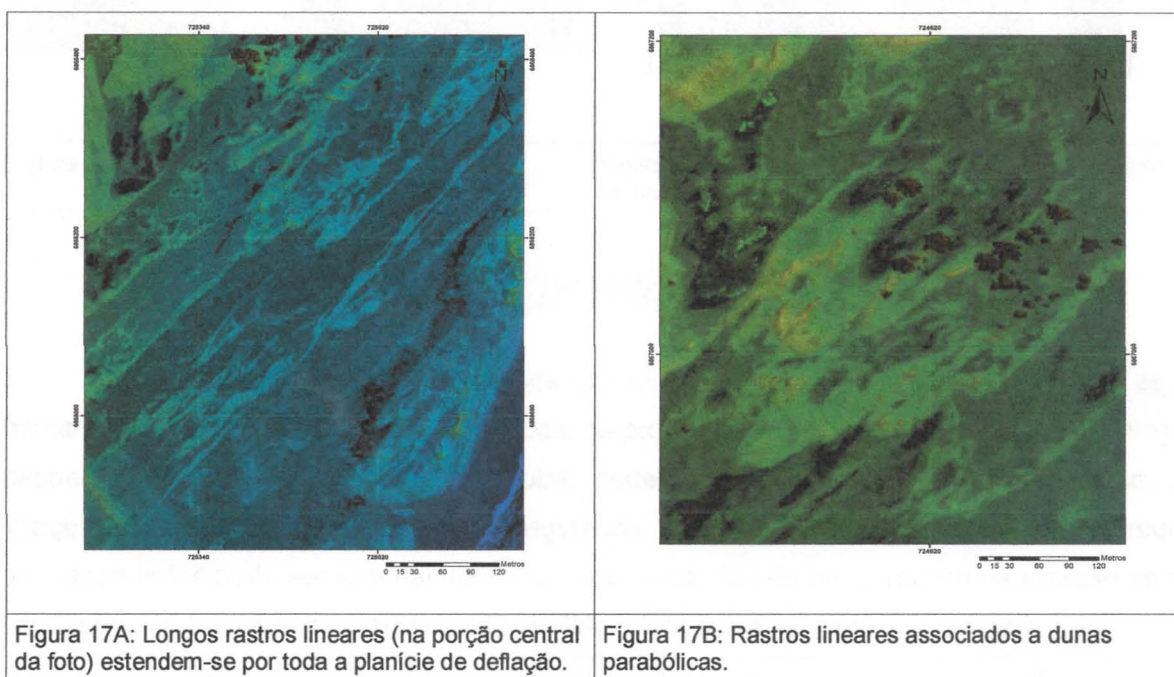
Espalhadas na planície de deflação, há pequenas dunas parabólicas de cerca de 20 metros de comprimento com orientação N-S e NW-SE, configuração muito distinta da orientação predominante das outras dunas desse tipo e possivelmente geradas por ventos de norte e noroeste.

Os sedimentos desta forma morfológica possui diâmetro médio de 205 μ m, 19,5% de areia média, 78% de areia fina e 2,5% de areia muito fina. O desvio padrão entre o tamanho dos grãos é de 0.355 ϕ , valor que caracteriza tal amostra como bem selecionada.

Rastros lineares residuais

Os rastros lineares no campo de Itapirubá consistem em braços alongados de dunas parabólicas, terminações de dunas barcanóides adjacentes à bacia de deflacionar e braços gerados pela parabolização de duna barcanóides. Sua orientação é principalmente NE-SW e pode chegar a possuir comprimentos de cerca de 560 metros.

Os rastros lineares associados às cadeias barcanóides são sinuosos e tem maior volume de sedimento envolvido (Figura 17B), enquanto aqueles existentes na planície de deflação possuem menor volume de sedimento e formação de dunas parabólicas sobre eles, consistindo numa espécie de fractal (Figura 17A).

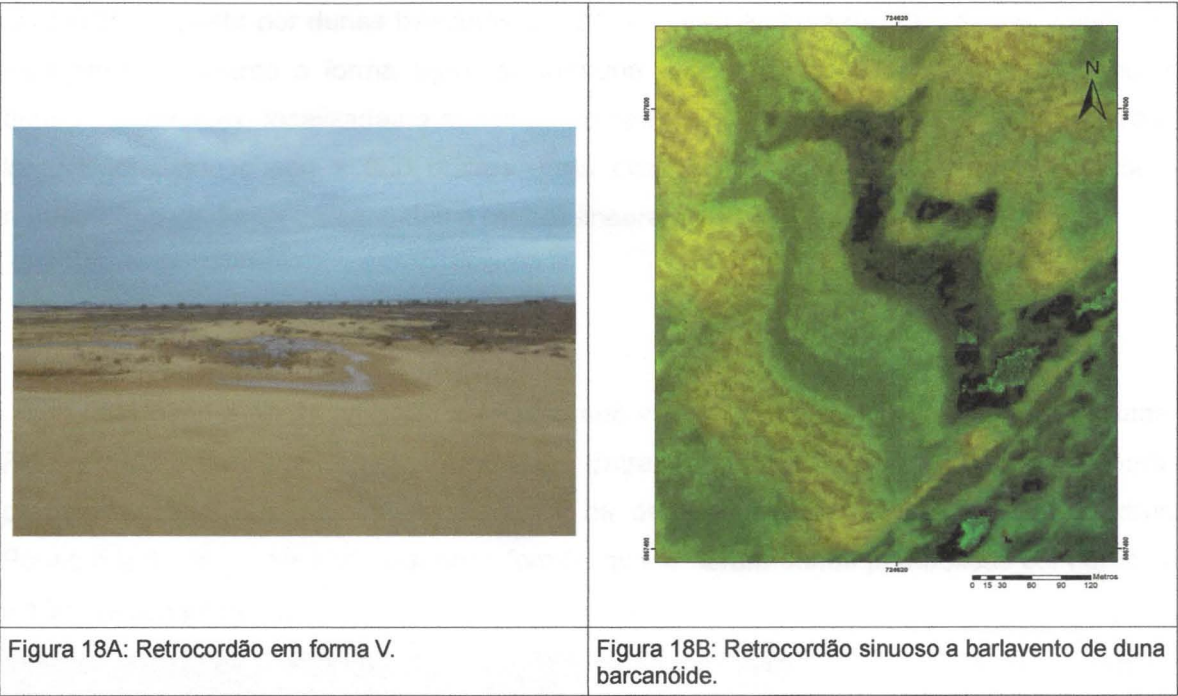


Nos sedimentos dessa forma há o predomínio de areia fina com diâmetro médio de 204 μ m. A porcentagem das frações areia média, fina e muito fina são, respectivamente 19,5%, 77,5% e 3%. Quanto ao grau de seleção, os sedimentos desta forma são bem selecionados, pois seu desvio padrão é de 0.367 ϕ .

Retrocordões

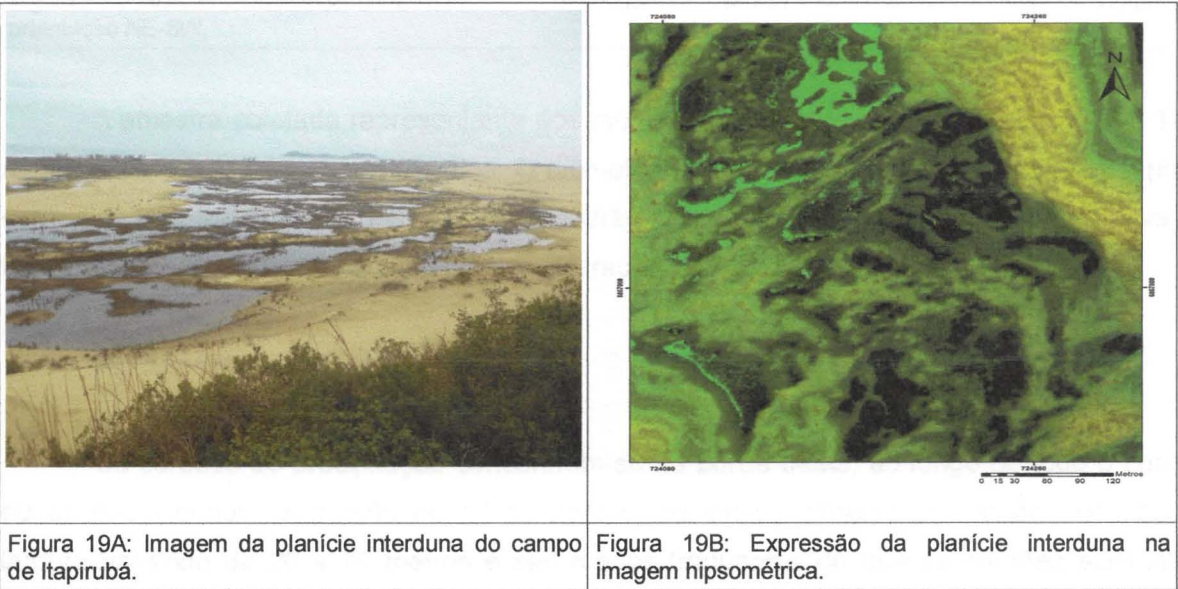
Os retrocordões se concentram nas depressões interduna e planícies interdunares, áreas extremamente alagadas do campo, marcando principalmente a migração de dunas barcanóides. Os retrocordões tem formas onduladas em planta e formas em V nas regiões onde há parabolização das dunas barcanóides (Figura 18A). Na planície interduna os retrocordões mais

arqueados e limitados por rastros lineares residuais.



Planície interduna

As planícies interdunas são porções que tendem a ser planas, localizadas entre as dunas barcanóides ou transversais. Nestas regiões, os processos deflacionares são mais atuantes que a deposição eólica. No campo de Itapirubá, pode-se observar (pela coloração e textura nas imagens) porções alagadas e em ricas vegetação, como visto na Figura 19A e 19B. A frequência de alagamentos pode ser sazonal, relacionada à flutuações do nível freático na estação com mais chuvas, ou de frequência indeterminada, devido a influência de marés de tempestade.



Esta planície separa a região central do campo da região a extremo sudoeste. A região central é composta por dunas barcanóides com largura de cerca de 300 metros e altitude de até 12 metros. Enquanto a forma sigmóide formada pela coalescência de um grande número de dunas barcanóides, localizadas a sudoeste do campo, tem alturas de cerca de 20 metros e uma largura total que chega a 800 metros. Esta planície interduna é marcada por feições como retrocordões de dunas barcanóides e rastros lineares.

Montes residuais

Na porção sul do campo, há montes sub arredondados com aparente continuidade a SW (Figura 20A) com cordões de precipitação. Entre esses montes e os cordões há uma zona, possivelmente de erosão diferencial, onde há diversas formas sem um arranjo padronizado. Pouco a leste desta área há pequenas formas que lembram dunas parabólicas com braços de 10 a 15m de comprimento.



Figura 20A: Montes residuais contínuos com orientação NE-SW.



Figura 20B: Monte residual isolado ao norte do campo.

A amostra coletada representante dos montes residuais possui 81% de areia fina, 12,5 de areia média e 6,5% de areia muito fina. O diâmetro médio desses sedimentos é de $188,5\mu\text{m}$, que corresponde a fração areia fina. O desvio padrão característico da amostra representativa desta forma morfológica é de 0.366ϕ , valor que a caracteriza como bem selecionado.

Cordões de precipitação

Os cordões de precipitação concentram-se na borda oeste, ao longo de todo o campo de dunas e em dunas da porção frontal do campo, no limite sudoeste do campo. Eles possuem largura variando de 20 a 70 metros e são menos frequentes do que os cordões existentes no campo de Garopaba. Sua distribuição é levemente sinuosa, podendo estar descontínua a ponto

de isolar dunas parabólicas.

Na região central do campo, ocorrem feições que sugerem ser rupturas no cordão de precipitação, gerados provavelmente por ventos de direção perpendicular a direção do campo. Essas rupturas consistem em formas arredondadas, como visto na Figura 21A e 21B. Essas feições são frentes secundárias de avanço.



Os sedimentos do cordão de precipitação tem diâmetro médio de 196 μm , 15,5% de areia média, 79,5% de areia fina e 5% de areia muito fina. Esse forma tem seleção boa, com desvio padrão de 0.369 ϕ .

6.2.2. Formas morfológicas sem influência de vegetação

Cadeias barcanóides

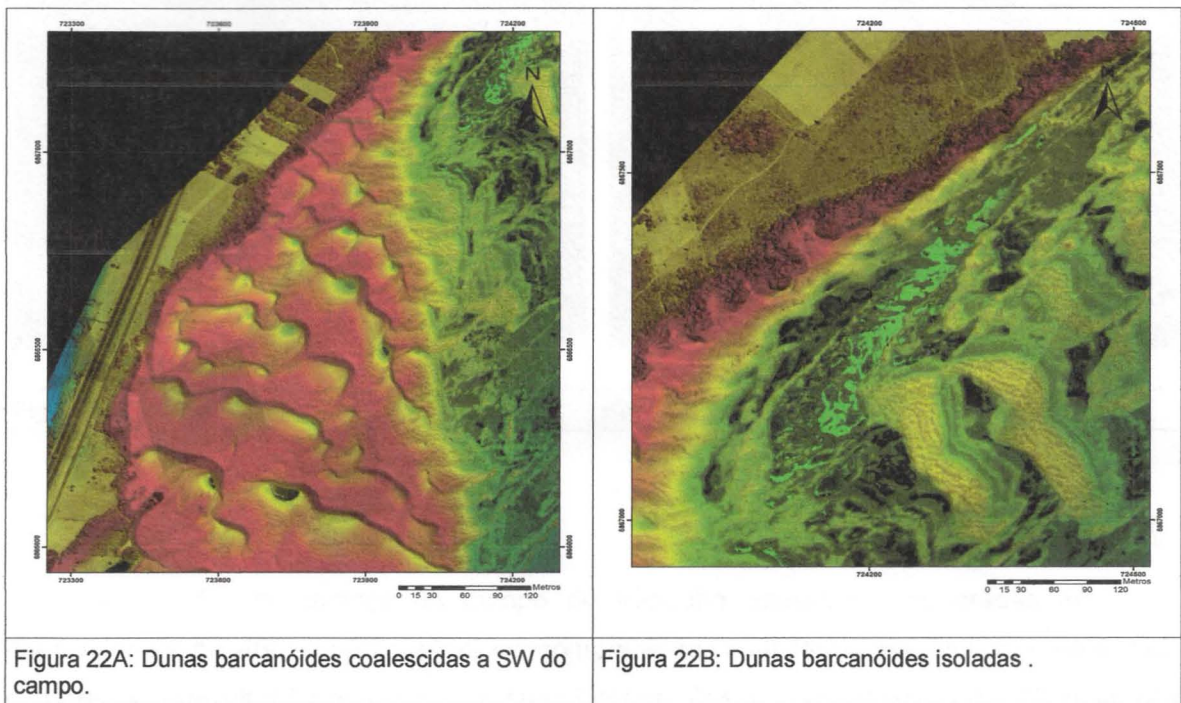
As dunas barcanóides do campo de Itapirubá atingem alturas máximas de cerca de 22 metros. Esta cadeia é formada por dunas barcanóides lateralmente coalescidas, possuindo cristas sinuosas. Estas dunas, concentram-se na borda oeste do campo, são bordejadas por cordões de precipitação e ganham altura e volume de areia para sudoeste.

Observa-se que existe uma variação de tamanho, forma e modo de distribuição de nordeste para sudoeste do campo. A nordeste, as dunas barcanóides ocupam uma faixa de cerca de 160 metros, possuem alturas de 6 a no máximo 10 metros, orientação norte-sul de suas cristas e são separadas por planícies interdunares úmidas.

Na região central do campo, a faixa de dunas barcanóides aumenta (cerca de 330 metros) e se "descola" do cordão de precipitação (Figura 22B). Essas dunas ainda passam a possuir extensas planícies úmidas (cerca de 80 metros de extensão) entre elas com longos retrocordões. As dunas dessa porção possuem crista de orientação NNW-SSE e tem grande influência de

dunas parabólicas nas suas duas laterais. As laterais dessa faixa estão delimitadas por dunas parabólicas que localmente parabolizam as dunas barcanóides que possuem grande número de rastros lineares remanescentes de sua migração (Figura 22B).

A sudoeste, as dunas barcanóides se concentram numa grande forma geomorfológica em planta, semelhante a forma de um sigmóide. Nessa área, as dunas ganham altura e grande volume em areia, podendo atingir cerca de 22 metros. Na sua lateral oeste, os cordões de precipitação são descontínuos e de ocorrência reduzida, sendo cerca de 800 metros da lateral do campo sem qualquer existência de cordão, que com frequência por apresenta rupturas.



Na lateral leste dessa área, há dunas parabólicas de forma não muito definida, pois a planície deflacionar é escassa em sedimento, dessa forma, as parabólicas não chegar a parabolizar as dunas barcanóides, que associam-se com frequência aos longos rastros lineares com comprimento variando entre 300 e 600 metros de direção NE-SW.

No extremo sudoeste do campo, ocorre uma faixa com largura de 300 metros de dunas barcanóides com alturas inferiores (até 17 metros) delimitadas por cordões de precipitação medindo 22 metros de altura. Essas dunas possuem forma parabolizada, sugerindo que passaram ou estão passando por um estágio intermediário na transição morfológica entre a forma ausente em vegetação para a forma com influência de vegetação.

Os sedimentos das dunas barcanóides são caracterizadas por areia fina (76,5%), com diâmetro médio de 206µm. As porcentagens de areia muito fina e média são respectivamente, 20,5% e 3%. O desvio padrão de 0.369 ϕ existente na amostra desta forma permite classifica-la como bem selecionada.

Depressões interdunas

Essas feições são observadas no interior do campo de dunas livres, sendo marcadas como desníveis que podem chegar a 20 metros de altura. Comumente apresentam-se inundadas de água (Figura 23A).



Figura 23A: Interduna úmida.



Figura 23B: Interduna seca.

Lobo deposicional

As frentes de avanço do campo de Itapirubá podem ser separadas em dois lobos deposicionais de 460 e 560 metros de comprimento, com forma parabólica e delimitados por cordões de precipitação retilíneos em suas laterais. Assim como descrito em Giannini (2007), a existência de uma área deflacionar atrás do campo de dunas, estas não atingem grandes alturas e possuem uma relação onde o comprimento é de 2 a 3 vezes a largura. Nessa porção, a forma que pode atingir maior altura são os cordões de precipitação, chegando a medir até 20 metros.

6.2.3. Comparação entre as formas

As distribuições granulométricas de todas as formas do campo possui maior quantidade de areia fina (cerca de 75%), 15% de areia média e 5% de areia muito fina. Esse padrão é observado por todo o campo, independente das formas serem vegetadas ou livres. As formas de dunas barcanóides, duna parabólica e rastro linear têm a maior quantidade de areia média. As formas com maior quantidade de areia fina e muito fina são duna frontal, monte residual e cordão de precipitação.

6.3. Comparação entre os campos de dunas de Garopaba e Itapirubá

As diferenças encontradas nas granulometrias e distribuição das formas dos dois campos de dunas podem ser explicadas por algumas hipóteses. O contraste existente de suprimento sedimentar, envolvendo um maior volume de areia passível de transporte eólico no campo de Itapirubá. As regiões ocupadas pelos campos são muito distintas, as areias de Garopaba são mais grossas e menos selecionadas. Essas características podem estar atreladas ao tamanho da área ocupada pelo campo. O menor comprimento do campo possibilitaria um tempo e distância de transporte menor. A presença da Laguna do Siriú a oeste e a proximidade de rochas metamórficas do Cinturão Dom Feliciano (RadamBrasil-IBGE 1986), constituindo morros ao redor do campo, contribuem com sedimentos aluviais mais grossos.

7. Discussão dos resultados

7.1. Volumes das formas geomorfológicas

O levantamento LiDAR realizado nas duas áreas de estudo gerou modelos de elevação de terrenos e mapas hipsométricos. Esses dados foram os materiais principais manipulados para a obtenção dos resultados deste item do trabalho.

Através dos mapas hipsométricos foi feita a interpretação das formas morfológicas seguindo a classificação existente em Martinho et al. (2006). Para cada forma morfológica, foi criado um arquivo vetorial, cujos limites correspondem ao limite da forma. Este processo foi realizado através do programa ArcGis, software que contém um ambiente de sistema de informação geográfica.

Os dados provenientes da observação e interpretação das imagens aéreas foram em seguida tratados com o software Grass (Geographic Resources Analysis Support System), um software livre de GIS (Sistemas de Informação Geográfica), de fonte aberta. O procedimento para o cálculo dos volumes dos campos de dunas e das diferentes formas morfológicas de cada campo foi feita por ferramentas de análise do Grass, que utilizou o modelo digital de terreno.

Os resultados da análise digital das formas morfológicas dos campos de dunas mostra grande diversidade nos valores totais e individuais de volume e área coberta, no que diz respeito às diferentes formas morfológicas.

Fatores como o tamanho e morfologia dos campos são compatíveis com o comportamento desses ambientes como sistemas complexos, cuja atual configuração pode estar balizada por um grande número de fatores, como variáveis climáticas e oceanográficas, fisiografia da costa, aporte sedimentar e espaço de acumulação.

Para uma visualização comparativa entre os dois campos, nas tabelas 1, 2, 3, e 4, existem valores totais de volume, área e razões de volume pela área em relação ao campo todo e para cada forma morfológica, lembrando que esta classificação segue a distinção entre formas vegetadas e livres.

No campo de Garopaba, os maiores volumes estão acumulados nas formas morfológicas do cordão de precipitação e dunas barcanóides. Estas são notadamente a forma com maior acumulação de sedimento por área. O cordão de precipitação acumula outra grande quantidade de sedimentos, cerca de 20% do total do campo.

No cálculo dos volumes, admitiu-se duas premissas: a base das formas volumétricas como a do nível do mar e a não existência de um paleorelevo significativo sob as dunas.

	Volume (m³)	Volume (%)	Área (km²)	Área (%)	(V _{form.})/ (A _{campo})	(V _{form.})/ (A _{form.})
Garopaba	18.958.987	100%	1,43	100%	13,19	13,19
Dunas barcanóides	12.227.043	64,53%	0,64	44,59%	8,50	19,08
Cordão de precipitação	3.924.808,5	20,70%	0,28	20,08%	2,73	13,60
Interduna vegetada	1.458.196	7,69%	0,31	21,83%	1,01	4,64
Dunas parabólicas	453.777,50	20,70%	0,06	4,42%	0,31	7,14
Frente de avanço vegetada	348.821,25	1,83%	0,31	0,72%	0,24	33,54
Rastros lineares	168.112	0,88%	0,02	1,71%	0,11	6,84
Retrocordões	135.982,50	0,71%	0,06	4,24%	0,09	2,23
Montes residuais	133.742,75	0,70%	0,01	1,05%	0,09	8,88
Duna frontal	69.870,50	0,37%	0,01	0,95%	0,05	5,14
Ruptura de deflação	38.633	0,20%	0,02	0,40%	0,02	6,59

Tabela 1: Parâmetros morfométricos do campo de dunas de Garopaba (as abreviações V_{form.}, A_{form.}, e A_{campo}, são respectivamente volume da forma morfológica, área da forma morfológica e área total do campo de dunas).

Outras feições com elevada razão de sedimento por área ocupada são as porções vegetadas da frente de avanço, interduna vegetada e dunas parabólicas. No caso da interduna vegetada, seu alto valor de sedimento acumulado, ainda que o principal processo reinante sobre ela seja a deflação, é atribuído ao detalhe de não ter ocorrido sua compartimentação em formas morfológicas menores, pois ainda que o levantamento tenha sido concluído com uma resolução de 0,5m, existem inúmeras formas não compatíveis com esta escala.

A forma frente vegetada mostra a mais elevada razão entre seu volume acumulado por área. Essa característica é correlacionável com a progressiva mobilidade dos sedimentos a partir da costa até as formas dunares livres, uma vez que a posição desta frente está a extremo SW do campo.

Nas informações contidas na tabela 2, observa-se uma ocupação das formas vegetadas e livres em áreas semelhantes. Mas quando se leva em conta o volume das formas vegetadas ou livres, há um franco domínio das formas livres, que possui quase o dobro de sedimento das vegetadas.

Porcentagem do volume presente nas formas vegetadas	Porcentagem do volume presente nas formas livres	Porcentagem da área coberta por formas vegetadas	Porcentagem da área coberta por formas livres
35,5%	64,5%	55%	45%

Tabela 2: Porcetagem dos volumes e áreas ocupadas compartimentadas em formas vegetadas e livres.

O campo de Itapirubá tem mais de três vezes a área e cerca de 2,5 vezes o volume de sedimento acumulado no campo de Garopaba. Na bacia de deflação de Itapirubá, formas com baixo volume de sedimento existem a oeste da costa, visto que a forma de dunas parabólicas estão frequentemente irregulares.

	Volume (m ³)	Volume (%)	Area km ²	Area (%)	(V _{form.})/(A _{campo})	(V _{form.})/(A _{form.})
Itapirubá	46103901,49	100%	4,44	100	10,37	10,37
Barcanóides	21903243,23	47,50%	1,19	26,861	4,93	18,3
Interduna vegetada	12292241,65	26,66 %	2,04	46,013	2,76	6,01
Dunas parabólicas	4.080.870	8,85 %	0,50	11,285	0,92	8,14
Cordao de precipitação	2.581.064,19	5,59 %	0,15	3,375	0,58	17,21
Frente de avanço	1918021,11	4,16 %	0,12	2,785	0,43	15,50
Retrocordões	1.632.372,49	3,54 %	0,16	3,72	0,36	9,87
Rastros lineares	920.105,34	1,99 %	0,11	2,56	0,207	8,06
Rupturas de deflação	310.498,33	0,67%	0,07	1,71	0,069	4,07
Duna frontal	165.387,89	0,35 %	0,04	1,06	0,037	3,50
Montes residuais	300.097,22	0,65 %	0,03	0,61	0,067	10,98

Tabela 3: Parâmetros morfométricos do campo de dunas de Itapirubá. As abreviações V_{form.}, A_{form.} e A_{campo} são respectivamente volume da fácies morfológica, área da forma morfológica e área total do campo de dunas.

Porcentagem do volume presente nas formas vegetadas	Porcentagem do volume presente nas formas livres	Porcentagem da área coberta por formas vegetadas	Porcentagem da área coberta por formas livres
48,3%	51,7%	70,35%	29,65%

Tabela 4: Porcentagem dos volumes e áreas ocupadas compartimentadas em formas vegetadas e livres.

As informações da tabela 4 mostram que há um domínio do volume de sedimento acumulado pelas formas livres e também uma área muito maior ocupada por elas. Em função dessas porcentagens, nota-se no campo de Itapirubá, que volumes das formas vegetadas e livres são semelhantes, mas a área ocupada pelos dois grupos é bastante distinta. A área de formas vegetadas é mais de duas vezes a área ocupada pelas formas livres.

No campo de Garopaba, a área ocupada entre vegetadas e livres é semelhante, e a porcentagem do volume ocupado pelas livres é próximo ao dobro do volume das formas vegetadas.

Algumas variáveis dos campos de dunas, seguindo aquelas utilizadas por Sawakuchi (2006), foram sumarizadas para uma comparação das conclusões obtidas por aquele autor com algumas características morfométricas destes campos dunas.

Esses parâmetros são área total do campo (A), comprimento da linha de costa adjacente ao campo (C), área coberta por vegetação ou de deflação (ADV), distância máxima de avanço do campo (D), perímetro do campo (P), azimute do avanço e azimute da linha de costa. Essas variáveis foram relacionadas em algumas razões para expressar características inerentes dos campos de dunas. As razões acima citadas são A/C, medida interpretada como potencial de desenvolvimento, crescimento do campo e distribuição de areia pelo vento. Quanto maior o valor desta medida, maior o suprimento avaliado e/ou a potencialidade de distribuição dos sedimentos na área. Neste caso, é importante levar em consideração a ressalva de que há campos cujo crescimento pode ser barrado por superfícies topográficas, existência de canais, lagos ou lagunas, o que fará com que o campo ocupe uma área menor e acumule volumes elevados de areia.

Outro parâmetro é a razão entre área de deflação sobre área total do campo. Ele pode ser usado para indicar inversamente a disponibilidade de areia a ser transportada para dentro do campo, pois os processos de colonização por vegetação e deflação estão atrelados a baixas taxas de acumulação de areia.

A distância máxima de avanço sobre comprimento da linha de costa (D/C) e o perímetro sobre a raiz da área do campo indicam respectivamente o grau de alongamento dos campos no sentido de avanço e a relação entre comprimento e largura. Quanto menor a diferença entre o comprimento e largura, mais equidimensional será o campo.

Parâmetros	Campo de Garopaba	Campo de Itapirubá
A/C	574,86	945,16
ADV/A	0,335	0,703
D/C	1,344	1,424
P/√ A	13,737	4,478
Orientação do avanço do campo	N20	N45
Variação na orientação da linha de costa (Norte para Sul)	N15; N-S; N350	N27-N22

Tabela 5: Razões entre as características morfométricas dos campos de Garopaba e Itapirubá.

Os parâmetros da tabela 5 indicam relação com os tamanhos dos campos e seus respectivos volumes. Nas primeiras razões da tabela, os maiores valores são todos pertencentes ao campo de Itapirubá. A primeira das razões mostra que ele possui uma maior potencialidade no crescimento. Tal afirmação é condizente com seu maior volume e área.

A razão a A/C de Garopaba é justificada com o grande número de barreiras topográficas existentes a sua volta, as oferecem restrição a migração dos campos. Isto inibe a circulação de ar e sua vegetação é capaz de reter a passagem de sedimento. A existência dessa barreira topográfica no campo de Garopaba pode ser um dos motivos da sua maior relação de volume total sobre área total.

A segunda razão da tabela indicaria a disponibilidade de areia, que seria maior no campo de Garopaba, visto que Itapirubá tem 70% de suas áreas cobertas por formas livres. Mas este dado é relativo, pois o crescimento de vegetação ocorre em função da umidade e o processo de deflação em função do vento.

A razão D/C é semelhante nos dois campos. Esta é uma medida da capacidade de distribuição de sedimentos no sentido do avanço do campo. O campo de Itapirubá possui o maior valor, que provavelmente está relacionado à sua maior extensão.

As variações da orientação da linha de costa em função da orientação do campo pode ser uma das diversas razões influenciadoras da morfologia e dinâmica dos campos de dunas. A última razão mostra quão equidimensional são os campos. O campo de Garopaba é menos equidimensional que Itapirubá, pois possui comprimento superior em função da sua largura.

7.2 Campos de dunas e suas características morfológicas

Os campos de dunas estão entre os exemplos mais característicos da natureza no que diz respeito a gênese de padrões morfológicos. Essas características têm sido interpretadas como resultado da auto-organização inerente à dinâmica de sistemas complexos. Nos sistemas eólicos, o ordenamento dos padrões ocorre através de uma grande variedade de interações entre dunas. Dessas interações, surgem determinados padrões nos campos que são caracterizados pelo aumento do tamanho das dunas, espaçamento e comprimento das cristas e a diminuição da

density defect com o tempo (Ewing & Kocurek 2010).

Esses padrões foram medidos pelas imagens aéreas ao longo dos campos de dunas a partir do ponto em que as dunas barcanóides passam a apresentar um padrão suficientemente significativo de nordeste para sudoeste. O padrão *defect density* pode ser traduzido como densidade de defeitos, pois é a razão entre o número de pares de quebras nas terminações das dunas sobre o comprimento da crista da duna.

As relações existentes e expostas são semelhantes às apresentadas em trabalhos já realizados utilizando esses parâmetros morfométricos de dunas (Ewing et al., 2006; Ewing & Kocurek, 2010). Com isso, pode-se aplicar o conceito das *boundary conditions* (condições de borda) nos campos aqui estudados.

As interações existentes entre as formas de leito eólicas ocorrem dentro de um ambiente externo complexo. Este ambiente (*boundary conditions*) é o responsável pela força motriz da diversidade existente entre as interações eólicas e é capaz de modificar o desenvolvimento de padrões morfológicos eólicos.

Essas "condições de borda" são: geometria da área fonte, área ocupada pelo campo, regime de vento, aporte sedimentar e características do ambiente antes do desenvolvimento das dunas.

Modelos e estudos empíricos (Werner & Kocurek, 1999; Kocurek et al., 2007) e tendências encontradas a partir de áreas fontes como praias (Ewing & Kocurek, 2010) indicam que o espaçamento entre as dunas e o comprimento das cristas evoluem em função do tempo e da distância atingida pelo campo. Isto sugere que sob a influência das condições do ambiente, a distância sobre a qual um padrão de dunas evolui é proporcional ao tempo.

Nos gráficos das figuras 24, 25, 26 e 27 há uma reta de regressão linear ajustada que serve como referência, pois a tendência linear entre os dados é fraca.

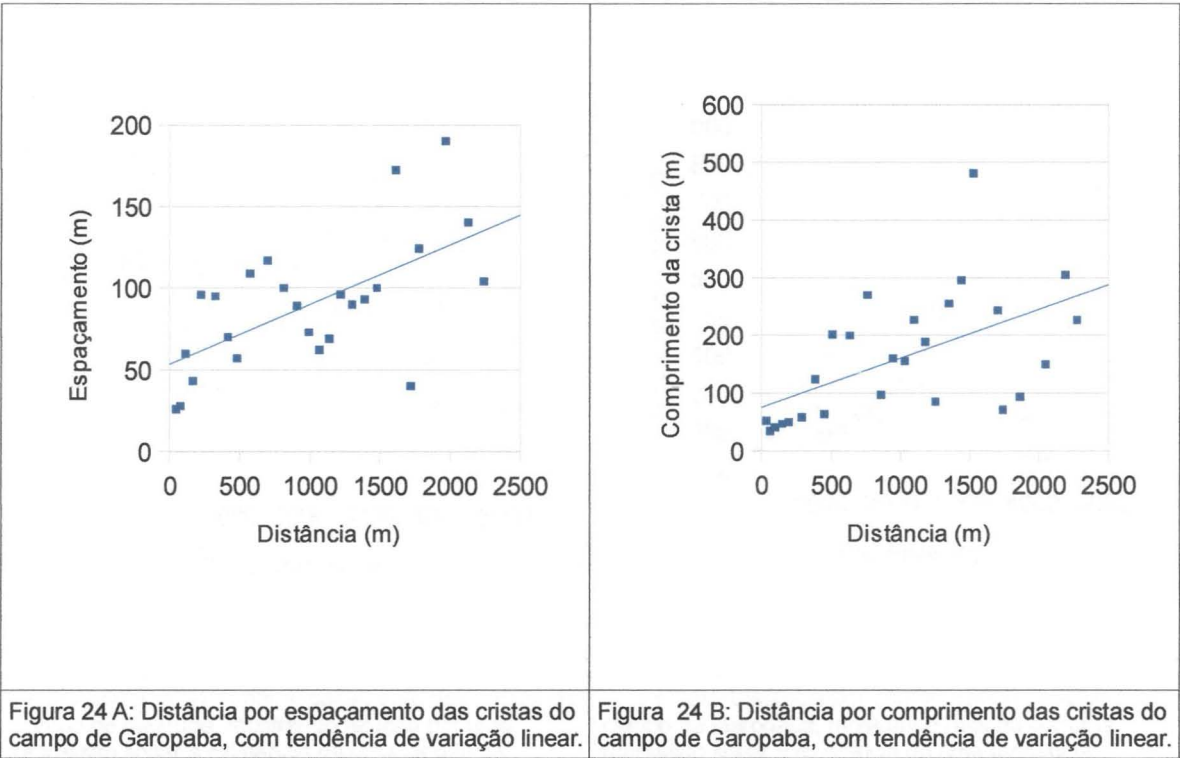


Figura 24 A: Distância por espaçamento das cristas do campo de Garopaba, com tendência de variação linear.

Figura 24 B: Distância por comprimento das cristas do campo de Garopaba, com tendência de variação linear.

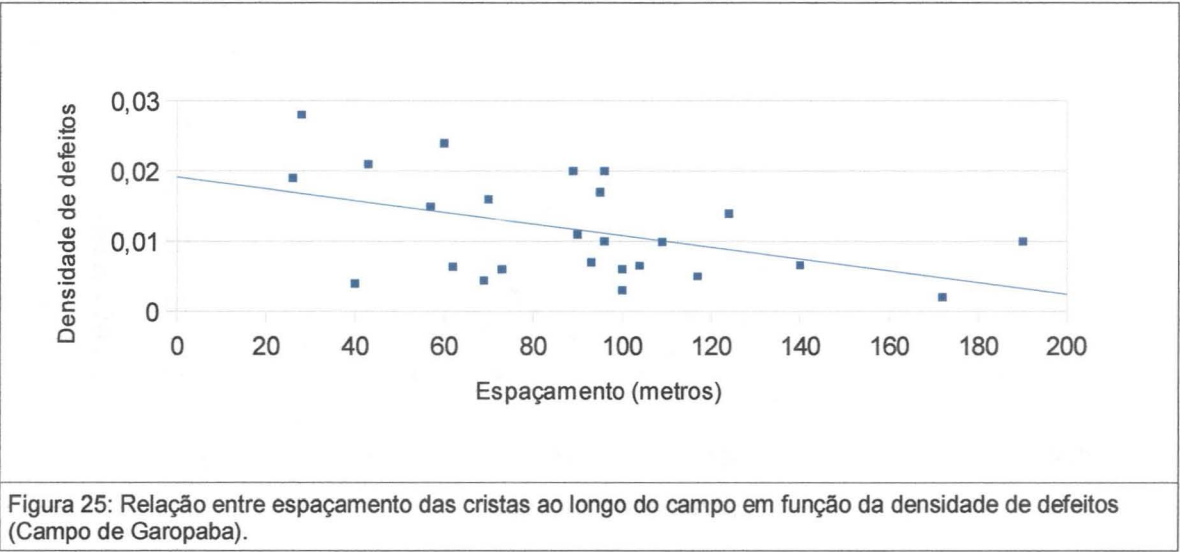
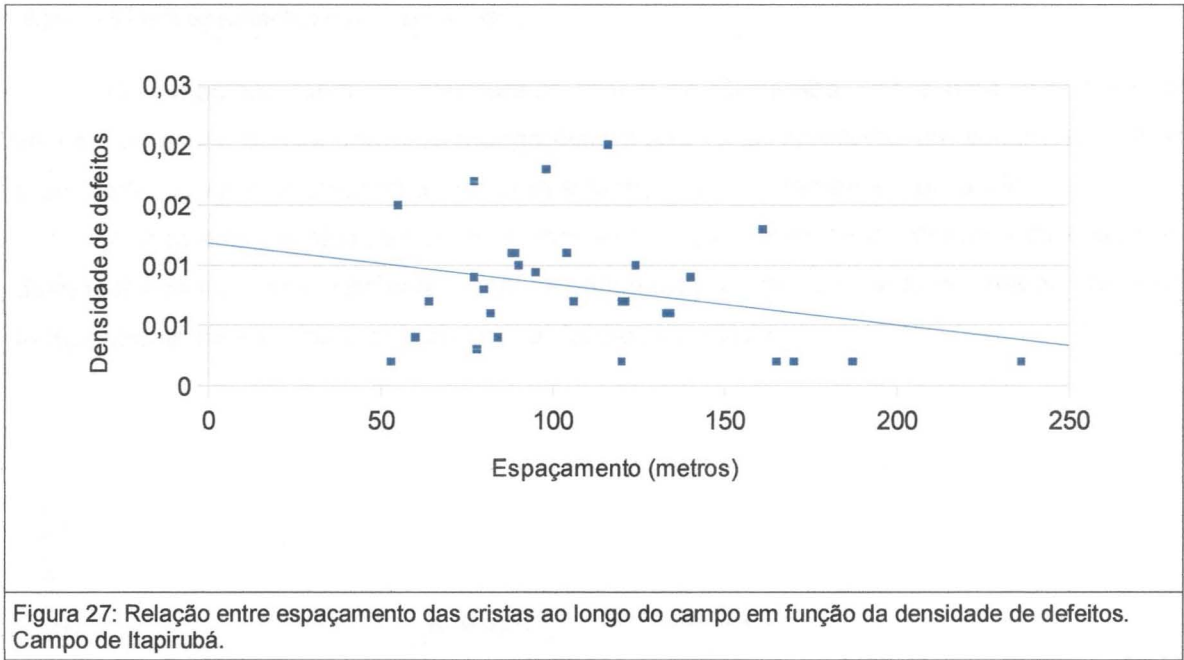
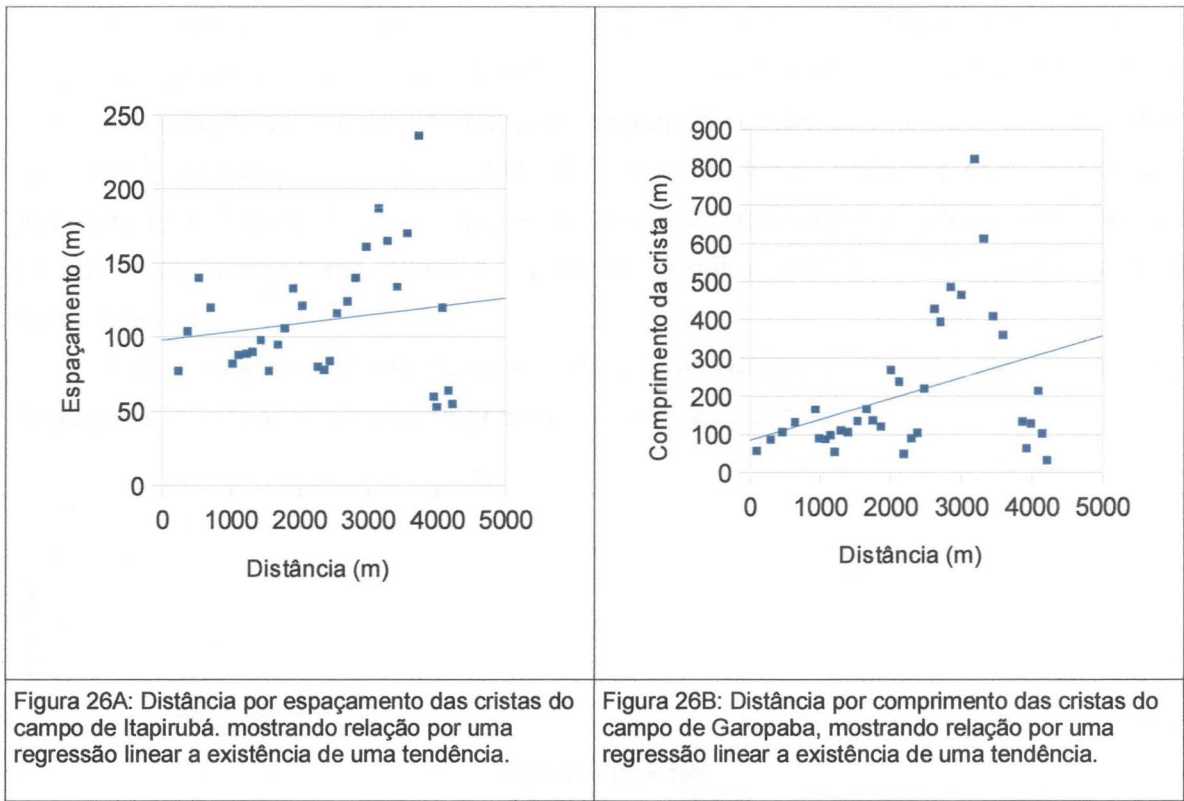


Figura 25: Relação entre espaçamento das cristas ao longo do campo em função da densidade de defeitos (Campo de Garopaba).

As figuras 24A e 24B mostram as variações de características morfométricas do campo de Garopaba. Seu padrão é diferente do de Itapirubá, pois os valores distribuem-se ao longo de perfis de comprimentos diferentes. O campo de Itapirubá possui cerca de 4,5 km de extensão.

No campo de Garopaba (figuras 24A e 24B), os valores crescem constantemente ao longo do campo. Enquanto que em Itapirubá (figuras 26A e 26B), ocorre aumento no espaçamento e comprimento da crista de maneira menos intensa, sendo a reta de regressão menos inclinada. Em Itapirubá, os valores aumentam, passando a ter valores maiores nas ordenadas e em seguida caem, com nova subida e queda.

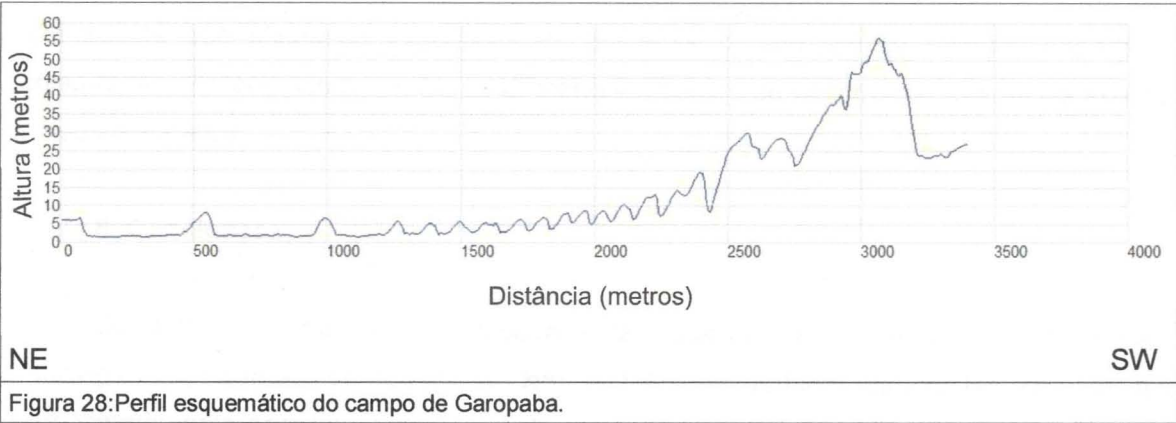


As figuras 25 e 27 demonstram que o grau de continuidade das cristas aumenta em função da sua posição no rumo SW. No entanto, pode-se ver diferenças entre as duas distribuições. Na figura 25, os valores se espalham ao longo da reta encaixada, enquanto que os dados do gráfico 27 apresentam uma concentração na sua região central do gráfico, indicando que em Garopaba o espaçamento entre cristas varia continuamente.

As diferenças existentes nos dois campos sugerem forte controle da área ocupada pelo campo, topografia ao redor do campo, volume de sedimento e altura apresentada do campo.

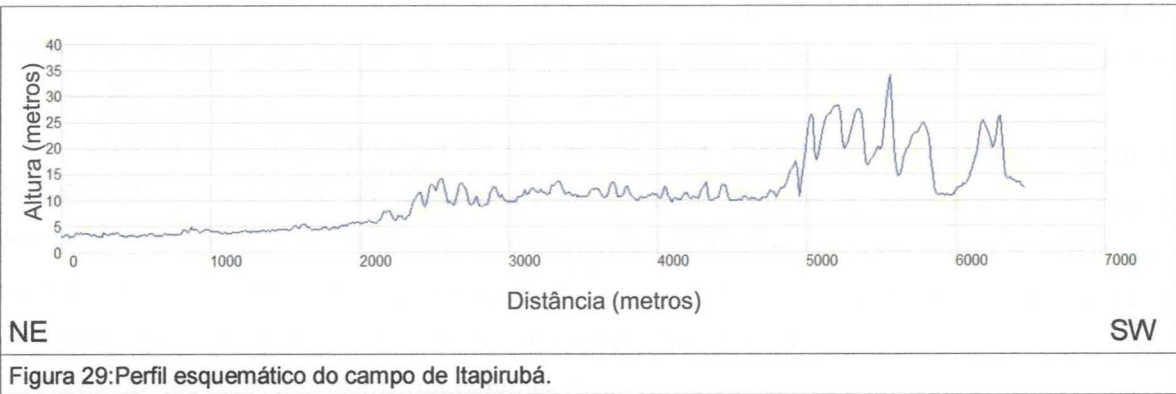
Ao redor do campo de Garopaba existe grande número de morros de alturas expressivas que servem de barreira para a expansão do campo de dunas. Visto que este campo possui um perfil crescente (Figura 28), maior volume de sedimento acumulado por área e maior porcentagem de volume nas áreas livres, existe a impressão de que o sedimento está sendo acumulado ou "entulhado".

Este constante aumento do volume de sedimento para sudoeste pode condicionar a taxa de aumento no espaçamento e comprimento das cristas dunares.



O campo de Itapirubá, comparado com o de Garopaba, cobre uma área mais de duas vezes maior, não possui barreiras topográficas à sua volta, apresenta um volume por área menor e um perfil topográfico crescente mas com a formação de patamares (figura 29).

A área em que este campo está estabelecido parece ter sido extensa o suficiente para seu desenvolvimento mais eficiente, com a acumulação de um volume maior de sedimento independente da elevada área coberta por formas vegetadas.



De acordo com Ewing & Kocurek (2010), o regime de ventos e o aporte sedimentar diminuem sua influência como um condicionante externo com o passar do tempo. Independente disso, o campo de Itapirubá possui uma maior energia envolvida no aporte e um maior volume de sedimento disponível, visto que tem maior volume de sedimento acumulado e as feições geomorfológicas da costa, extremamente modificadas, indicam que o transporte de sedimento a partir da fonte praial inibe de forma mais eficiente o desenvolvimento de vegetação.

O aumento da influência da área ocupada pelo campo e as condições antecedentes à instalação do campo com o passar do tempo parecem exercer forte influência sobre os campos de dunas em questão. O fato do campo de Garopaba estar confinado por um relevo de topografia elevada e o de Itapirubá possuir uma grande área de ocupação sem barreiras topográficas à sua volta sugere que essas características do ambiente podem ser de extrema importância na configuração dos campos e explica os diferentes modelos de distribuição das fácies eólicas nos campos estudados.

8. Conclusões

Os campos de dunas de Garopaba e Itapirubá possuem grande diversidade de fácies morfológicas. Os campos de dunas possuem grande variação faciológica de NE para SW, a qual é representada pela seguinte sequência: dunas frontais ao longo de toda a costa, rupturas de deflação que afeta rastros lineares e dunas parabólicas. As dunas parabólicas podem ocorrer de forma isolada ou coalescidas na bacia de deflação dos campos. Este padrão é mais comum nos limites das dunas vegetadas para as dunas livres, onde há transição das dunas parabólicas para dunas barcanóides.

As cadeias barcanóides têm a maior acumulação de sedimento do campo e é limitada na sua lateral oeste por longos cordões de precipitação de direção NE-SW. No extremo sudoeste dos campos, na região do lobo de avanço, há padrões de dunas parabolizados.

Quanto aos padrões de associações de fácies propostos por Giannini (1998, 2002, 2007), os campos se assemelham com a associação distal, característica da região litorânea a norte de Laguna(SC).

Embora estejam a cerca de 30 km de distância, estes dois campos têm características muito distintas. O campo de Garopaba tem um maior volume de sedimento de fácies livres, sedimentos na faixa areia média, cuja granulometria pode estar relacionada com a proximidade de morros que o cercam. O campo de Itapirubá é muito maior e tem maior influência de fácies vegetadas, sua granulometria é muito fina e melhor selecionada. Diferente de Garopaba, todas as amostras de Itapirubá tem aproximadamente as mesmas proporções entre areia muito fina, fina e média. Este detalhe pode estar ligado tanto a extensão do campo, que permite maior retrabalhamento ou a fonte ser diferente da fonte de Garopaba.

As proporções e distribuição do volume de sedimento pela área do campo, as características morfométricas de cada campo (espaçamento das dunas, comprimento das cristas e descontinuidade delas) e de como elas variam ao longo do campo sugerem que a configuração de ambos os campos é controlada pela ação simultânea do regime de ventos, aporte sedimentar, geometria da área fonte, limite da área e o relevo do substrato.

Embora o aporte sedimentar em Itapirubá seja mais elevado que em Garopaba, outras características podem ser até mais importantes na evolução dos campos. O relevo do entorno do campo de Garopaba e a área existente ao redor de Itapirubá se revelam determinantes na construção dos campos, pois pode haver influência crescente com o tempo, diferente do regime de vento e aporte sedimentar.

9.Referências bibliográficas

- Carter, W. E., Shrestha, R. L., Tuell, G., Bloomquist, D., & Sartori, M., 2001. Airborne laser swath mapping shines new light on Earth's topography. EOS (Transactions, American Geophysical Union), **82**:549-564.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., Lake, L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. Earth Surf. Proc. Land. **31**, 1176–1191.
- Ewing, R.C., Kocurek, G., 2010. Aeolian dune-field pattern boundary conditions, Geomorphology. **144**(3), 175-187.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos river bar : a study of significant of grain size parameters. J. Sediment. Petrol. **27** : 3-26
- Gesch, D. B., 2009. Analysis of lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to sea level rise. Journal of Coastal Research. **10053**, Pages: 49-58 .
- Grohmann, C. H., 2004. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. Computers & Geosciences, **30**, 1055-1067.
- Giannini, P.C.F., 1993. Sistemas Depositionais no Quaternário Costeiro entreJaguaruna e Imbituba, SC. Tese de Doutorado, Instituto de Gociências. Univiversidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 2v, 2 mapas, 439 pp.
- Giannini,P.CF. & Suguio,K., 1994. Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. Congresso Brasileiro de *Geologia*, XXXVIII, Camboriú.. Boletim de Resumos Expandidos, SBG, p. 402-403.
- Giannini, P. C. F. 1998. Associação de fácies eólicas ativas na costa centro-sul de Santa Catarina (Resumo). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 70, p. 696-696.
- Giannini, P. C. F. ; Assine, M. L. ; Barbosa, L. ; Barreto, A. M. F. ; Claudino-Sales, V. ; Maia, L. P. ; Martinho, C. T. ; Peulvast, J. ; Sawakuchi, A. O. ; Tomazelli, L. J. 2005. Dunas eólicas costeiras e interiores. In: Souza, C.R.G.; Suguio, K.; De Oliveira, P.E.; Oliveira, A.M.. (Org.). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, SP: Holos, Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG, 2005, v.

, p. 235-257.

- Giannini, P.C.F. 2007. Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil. Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 205p.
- Guerra, A.T. 1950b. Contribuição ao estudo da geomorfologia e do Quaternário do litoral de Laguna (Santa Catarina). *Rev. Bras. Geog.*, **12**(4):535-564
- Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, T., Miot da Silva, G. & Neto, N.E.A., 2009. The Holocene barrier systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: Dillenburg, S.R.; Hesp, P. (Org.). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin: Springer, 2009, v. 4, p. 93-133.
- Horn, N.O. 1988. Geologia das Folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné, Nordeste do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 241p.
- Kocurek, G., Carr, M., Ewing, R.C., Havholm, K.G., Nagar, Y.C., Singhvi, A.K., 2007. White Sands Dune Field, New Mexico: age, dune dynamics and recent accumulations. *Sed. Geol.* **197**, 313–331.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G. 1988b. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília. DNPM. 40p., 2 mapas (Série Geologia 28, Seção Geológica Básica 18).
- Martinho, C.T., 2004. Morfodinâmica e Sedimentologia de Campos de Dunas Transgressivas da Região de Jaguaruna–Imbituba, Santa Catarina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp.
- Martinho, C. T., Giannini, P. C. F., Sawakuchi, A. O., & Hesp, P. A., 2006. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields in the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State. *Journal of Coastal Research, Special Issue* **139**:143-168
- Mitasova, H., Drake, T. G., Bernstein, D., & Harmon, R. S., 2004. Quantifying Rapid Changes in Coastal Topography using Modern Mapping Techniques and Geographic Information System. *Environmental & Engineering Geoscience*, **10**:1-11.
- Orselli, L. 1986. Climatologia. *Gaplan-SC. Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro. p.38-39.
- Pimienta, J. 1958. A Faixa Costeira Meridional de Santa Catarina. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 104p. (Boletim 176).
- Radambrasil-IBGE 1986 Geologia. In: *GAPLAN – SC. Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, pp 29–31
- Sawakuchi, A. O., 2006. Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos brasileiros. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Suguio, K. 1998. Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1217p.

Tomazelli, L.J. 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul com ênfase no sistema eólico. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 270p.

Werner, B.T., Kocurek, G., 1999. Bedform spacing from defect dynamics. *Geology* **27**, 717–730.

732400

733000

733600



Mapa Hipsométrico

Campo de Garopaba
Escala 1:10.000

6901000

6901000

6900000

6900000

Legenda

47

42

36

31

26

21

16

10

5

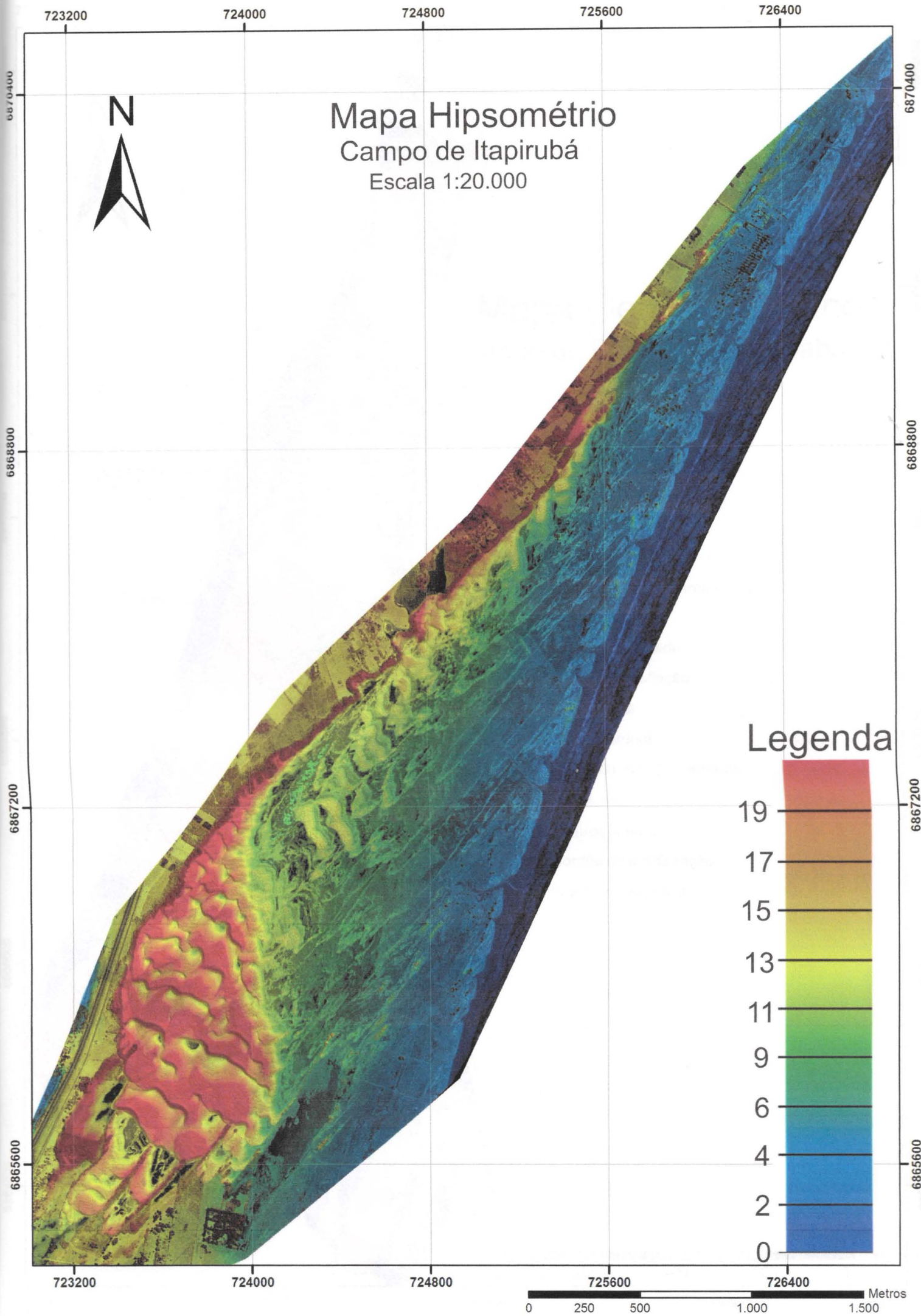
0

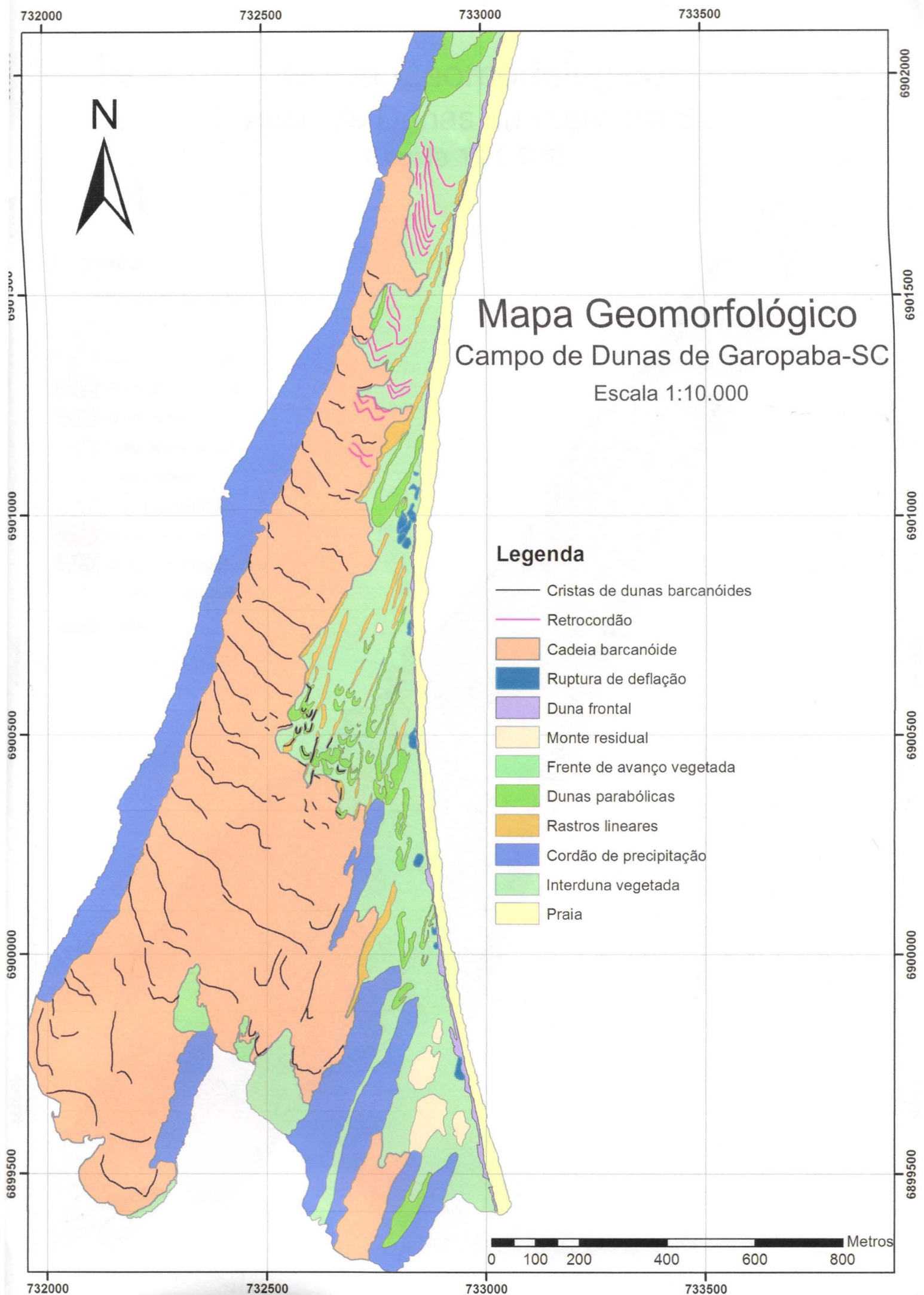
732400

733000

733600

0 62,5 125 250 375 500 Metros





724000

726000

N

Mapa Geomorfológico

Campo de Dunas de Itapirubá-SC

Escala 1:20.000

6870000

Legenda

— Cristas de dunas barcanóides

Retrocordão

Cadeia barcanóide

Ruptura de deflação

Duna frontal

Lobo deposicional

Rastro linear

Dunas parabólicas

Monte residual

Cordão de precipitação

Interduna vegetada

Praia

6868000

6866000

6870000

6868000

6866000

0 187,5 375 750 1.125 1.500 Metros

724000

726000

