

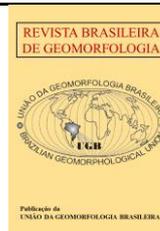


<https://rbgeomorfologia.org.br/rbg>  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 23, n° 3 (2022)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i3.1759>



*Artigo de Pesquisa*

# Morfodinâmica do Sistema Praia-Duna da Barreira Costeira Holocênica do Siriú, Garopaba, SC

## *Morphodynamics of the Beach-Dune System of the Holocene Coastal Barrier of Siriú, Garopaba, SC*

Maiara Rech da Silveira<sup>1</sup>, Sérgio Rebello Dillenburg<sup>2</sup> e Eduardo Guimarães Barboza<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Brasil.

maiara.rechgeo@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5828-7206>

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Porto Alegre, Brasil.

sergio.dillenburg@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0072-7018>

<sup>3</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Porto Alegre, Brasil.

eduardo.barboza@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2107-6904>

Recebido: 28/08/2019; Aceito: 18/03/2022; Publicado: 01/07/2022

**Resumo:** Este trabalho apresenta uma caracterização da barreira costeira do Siriú (litoral do estado de Santa Catarina), no que se refere ao seu processo geral de formação, e apresenta resultados do estudo do comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, com a finalidade de determinar os fatores controladores do desenvolvimento do seu campo de dunas transgressivo. Foram empregados métodos diretos de investigação (trabalhos de campo com coleta de sedimentos) e indiretos (sensoriamento remoto, posicionamento geográfico e georradar); e analisada uma série temporal de ventos. Os resultados mostraram que a barreira se formou, em parte, pela progradação de um pontal arenoso. Simultaneamente, formou-se um campo de dunas transgressivo, com sentido de migração oposto ao desenvolvimento do pontal. O maior desenvolvimento do campo de dunas a partir do setor norte da barreira se deve a maior disponibilidade de areia nesse setor, como consequência da deriva litorânea dominante para o sentido norte, aliado a maior pista de ação do vento dominante de NNE. Os principais fatores que influenciam o sistema praia-duna atual da barreira do Siriú correspondem à variação longitudinal na energia das ondas, à orientação da linha de costa, à deriva litorânea, ao estágio morfodinâmico da praia, e à direção e velocidade dos ventos.

**Palavras-chave:** Campo de dunas transgressivo; Pontal arenoso; Efeito tómbolo.

**Abstract:** This paper presents a characterization of the Siriú coastal barrier (littoral of Santa Catarina state), in regard of its general formation process, and presents results of the study of the morphodynamic behavior of the beach-dune system of the barrier, aiming to determine the factors that controlled the formation of its transgressive dune field. Direct investigation methods (field work with sediment collection) and indirect (remote sensing, geographic positioning and georadar) were used, and a temporal series of winds was analyzed. The results showed that the barrier was formed, in part, by the progradation of a sandy spit. Simultaneously, a transgressive dune field was formed, with a direction of migration opposite to the development of the spit. The greater development of the dune field from the northern sector of the barrier is due to the greater availability of sand in this sector, a result of the dominant littoral drift towards the north, combined with the largest fetch of the dominant NNE wind. The main factors influencing the modern beach-dune system of the Siriú barrier correspond to the

longitudinal variation in wave energy, the coastline orientation, the littoral drift, the morphodynamic beach state, and the direction and speed of winds.

**Keywords:** Transgressive dune field; Sandy spit; Tombolo effect.

## 1. Introdução

Barreiras costeiras são importantes feições deposicionais verificadas especialmente nos litorais de margens continentais passivas, em plataformas continentais autóctones e de baixo gradiente de declividade, que tendem a apresentar abundância de sedimentos (DILLENBURG; HESP, 2009). Essas costas ocorrem de forma expressiva no litoral brasileiro, caracterizadas pelo significativo transporte sedimentar provocado pela ação das ondas, que prevalecem sobre a forçante de maré. As barreiras estão geralmente presentes em costas submetidas a regimes de micro e meso-marés (DAVIES; HAYES, 1984). Quando submetidas à ação de ventos direcionados ao continente podem apresentar campos de dunas transgressivos muito desenvolvidos, como se verifica na costa centro-sul e sul de Santa Catarina (SC), e no litoral do Rio Grande do Sul (RS) (DILLENBURG et al., 2000; TOMAZELLI et al., 2008). Esses campos de dunas se desenvolvem alimentados por areias que são erodidas do sistema praia-duna (HESP, 2002). Desta forma, a morfodinâmica do sistema praia-duna de uma região costeira tem papel fundamental no desenvolvimento dos campos de dunas transgressivos (HESP, 2013).

A formação e a morfodinâmica dos diferentes tipos de dunas costeiras são influenciadas pelas características da praia, como sua largura, tipo morfodinâmico, tamanho dos sedimentos, pluviosidade, presença e tipo de vegetação, disponibilidade de sedimentos, orientação da linha de costa e exposição aos ventos e às ondas (HESP, 1982; 1999; SHORT; HESP, 1982; PSUTY, 1988; MIOT DA SILVA et al., 2008). Desta maneira, os sistemas eólico e praial são, em certa medida, interdependentes e interagem entre si (HESP, 1982; 1999; SHORT; HESP, 1982; MIOT DA SILVA et al., 2012). O termo “morfodinâmica” foi definido por Wright e Thom (1977) como sendo o ajuste recíproco da topografia e da dinâmica do fluido, incluindo transporte de sedimentos. A topografia se ajusta conforme a movimentação do fluido pelas ondas, marés e correntes associadas através do transporte dos sedimentos (SHORT, 1999), podendo também ser incluída a ação dos ventos.

No litoral centro-sul do estado de SC, ocorrem barreiras costeiras ainda pouco estudadas e de limitada continuidade longitudinal, devido à presença de inúmeros promontórios rochosos. Dentre essas se destaca a barreira costeira do Siriú, marcada pela presença de um importante campo de dunas transgressivo (Figura 1). Até o presente, não haviam sido realizados trabalhos voltados à origem e aos controles de desenvolvimento dessa barreira, cuja porção emersa é dominada pela morfologia de um expressivo campo de dunas transgressivo. Assim, este trabalho tem como objetivo caracterizar a barreira costeira do Siriú, quanto a sua gênese, e de modo mais detalhado estudar o comportamento morfodinâmico do seu sistema praia-duna, a fim de: definir os fatores controladores e a dinâmica que influenciaram na evolução desse sistema, bem como compreender as causas determinantes do desenvolvimento do seu campo dunas transgressivo. Para tanto, foram empregados métodos de investigação por sensoriamento remoto, geofísica por radar (GPR), sedimentologia e análise morfológica, e análise climática (séries históricas de ventos).

## 2. Área de Estudo

Garopaba está inserida no litoral centro-sul de SC (HORN FILHO, 2003). Conforme Bigarella, Mousinho e Silva (1965), morfologicamente a região é caracterizada pela presença das Serras do Leste Catarinense junto à costa, inibindo, deste modo, a formação de grandes planícies costeiras. No setor N-NE do município, localiza-se a praia do Siriú (Figura 1), a qual, junto à praia de Garopaba situada imediatamente ao sul, constitui a enseada de Garopaba. A barreira costeira do Siriú integra um sistema deposicional do tipo Laguna-Barreira, cuja formação está associada às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário (VILLWOCK et al., 1986; VILLWOCK; TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI; VILLWOCK, 2000; ROSA et al., 2011; 2017). A barreira holocênica do Siriú ocupa o setor N-NW da enseada de Garopaba, sendo composta por depósitos sedimentares dos sistemas praial e eólico. Destaca-se pela presença de um expressivo campo de dunas transgressivo. Esses sistemas evoluíram desde o Holoceno médio, durante uma fase de baixa taxa de queda do nível relativo do mar (NRM), após um nível situado entre 2,1 e 2,4 m acima do atual (ANGULO et al., 2006; 2022). O campo de dunas do Siriú compreende

depósitos eólicos não vegetados, representados principalmente por cadeias barcanoides, e vegetados, que incluem dunas parabólicas, *blowouts* e dunas frontais. Esse campo de dunas é resultado da intensificação da força do vento e do aumento da disponibilidade de areia na costa sul do Brasil durante o Holoceno tardio (GROHMANN; SAWAKUCHI, 2013).

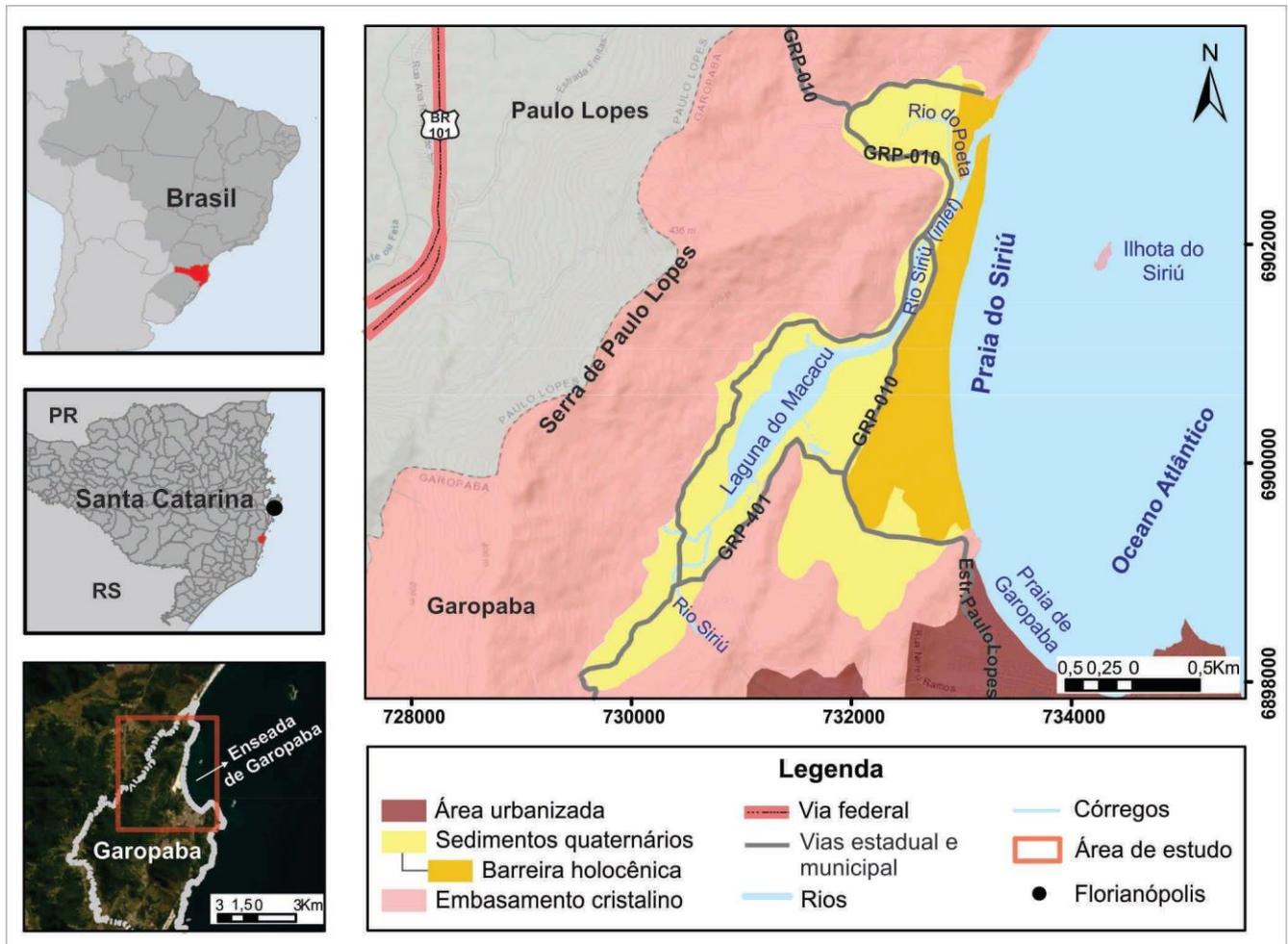


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. (Fonte: World Imagery, Topographic – Basemap ESRI, ArcGis™).

O município apresenta aspectos geomorfológicos variados, tendo a serra de Paulo Lopes como um elemento de destaque (Figura 1). É composto por dois compartimentos geomorfológicos: as terras altas, que englobam o embasamento cristalino; e as terras baixas, evidenciadas pelos depósitos sedimentares que representam a planície costeira (GAPLAN, 1986). Rech-Silveira (2016) verificou que na região do Siriú a planície costeira é formada por depósitos pertencentes ao sistema de Leques Aluviais e àqueles pertencentes aos sistemas Laguna-Barreira III e IV, análogos aos definidos por Villwock et al. (1986) para a costa do RS. No que se refere ao sistema Laguna-Barreira IV foram identificados depósitos relacionados à Barreira IV, representados pelos depósitos eólico e praial, e ao sistema Lagunar IV, composto pelos depósitos lagunar, paludal e deltaico intralagunar. A plataforma continental interna nesta região é mais estreita e íngreme quando comparada aos setores adjacentes ao norte e ao sul, possuindo entre 0,07° e 0,26° de declividade (GIANNINI, 2007).

Garopaba possui características do clima subtropical úmido (STRAHLER, 1967) e está contida na zona climática do tipo Cfa (ALVARES et al., 2014). Sua posição geográfica favorece a influência das massas de ar oceânicas, sendo o clima controlado especialmente pela Massa Tropical Atlântica, associada ao Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS), e pela Massa Polar Atlântica, relacionada ao Anticiclone Móvel Polar (AMP). O ASAS predomina durante os meses quentes (primavera e verão), atuando normalmente na costa e gerando ventos da direção E e NE, enquanto o AMP prevalece ao longo do outono e inverno. A taxa de precipitação para a região está

compreendida entre 1.250 mm (Imbituba) e 1.400 mm (Laguna) (ORSELLI, 1986), e os dias de chuva geralmente estão associados aos ventos de SW (GIANNINI, 1993).

Os ventos que prevalecem na região de Garopaba são originários dos quadrantes NE, SW e S, e as intensidades desses são variáveis durante o ano. A geração dos ventos na área se relaciona aos anticiclones ASAS e AMP, existindo franco predomínio da Deriva Eólica Potencial (DEP) no sentido SW (HESP et al., 2009). Mendes et al. (2015) avaliaram a distribuição da DEP por estação do ano, verificando grande concentração da DEP na primavera (43%), seguida do inverno e verão, com concentração modesta no outono. Durante o período estudado por esses autores, em geral, a precipitação aumentou, enquanto a DEP diminuiu.

A direção da ondulação mais frequente é de 170° (S), com período de 12 s e altura média de onda de 1 a 1,5 m. As ondas geradas localmente afluem de 70° (ENE), com 7 s de período e altura média de 1 m (HESP et al., 2009). A costa de Garopaba possui amplitude de maré típica de um regime de micromarés, com amplitudes inferiores a 2 m. Giannini (1993) apontou que a média da oscilação das marés astronômicas é de 0,6 m, com regime semi-diurno. Os trabalhos de Giannini (1993; 2002) e Martinho (2004), indicaram que a deriva litorânea predominante na área é de S-SW para N-NE.

Diversos pesquisadores realizaram estudos sistemáticos a fim de desenvolver uma curva da variação do NRM para o litoral brasileiro durante o Holoceno (MARTIN et al., 1980; SUGUIO et al., 1985; ANGULO; LESSA, 1997; MILNE et al., 2005; ANGULO et al., 2006; ANGULO; SOUZA, 2014). Especificamente para a região da área de estudo, Angulo et al. (1999; 2006) e mais recentemente Angulo et al. (2022) apresentaram curvas com base no paleoindicador de nível de mar conhecido como vermetídeo. Os autores sugeriram que o NRM em ascensão ultrapassou o nível atual em torno de 7 ka. Na região de Laguna-Imbituba e Pinheira atingiu uma elevação máxima de 2,1 m e 2,4 m, seguido de um declínio até alcançar os níveis atuais.

### 3. Materiais e Métodos

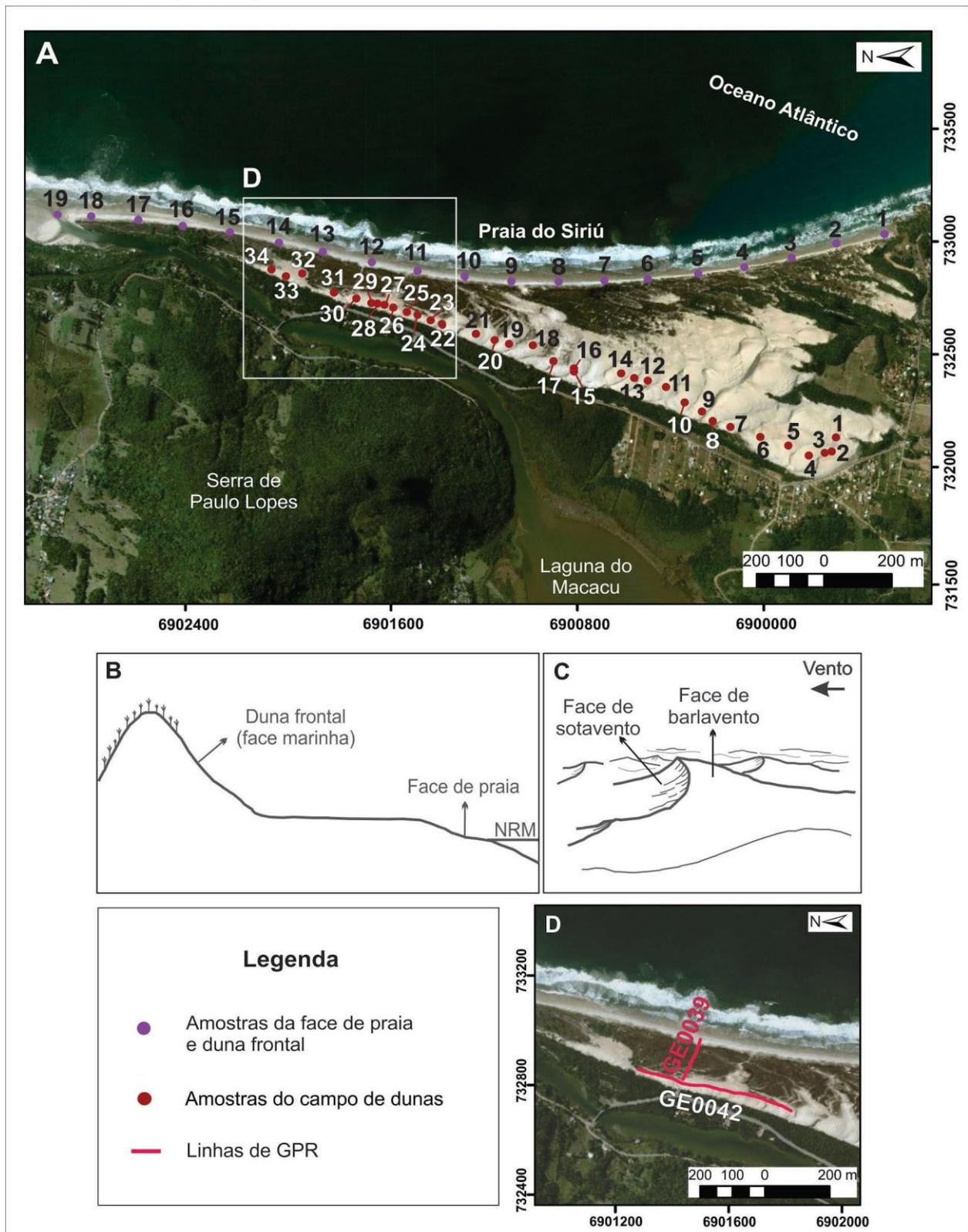
#### 3.1. A barreira costeira holocênica do Siriú: origem e evolução

Com o objetivo de caracterizar o padrão de empilhamento da barreira holocênica do Siriú, vinculado a sua origem e evolução, foram coletados dados de subsuperfície com o uso de um sistema de georradar, ou GPR (*Ground Penetrating Radar*), realizando-se perfis dispostos longitudinalmente e transversalmente à barreira. O sistema de aquisição utilizado foi o Cobra Plug-In GPR (*Radarteam Sweden AB*) com uma antena aérea Subecho SE-70 com frequência central de 80 MHz. Os perfis de GPR foram coletados de acordo com o proposto por Barboza et al. (2014a), utilizando o método *Common Offset* (CO), e o arranjo de antenas empregado foi o monoestático. Os dados adquiridos foram posicionados pelo método de posicionamento diferencial com GNSS Trimble® ProXRT (*datum: WGS84*). O processamento dos dados foi executado através dos *softwares* Reflex-Win®, Radan™ e Prism 2®, aplicando filtros de remoção de ruídos de fundo, passa bandas, ganho, correção topográfica e conversão de tempo em profundidade. A análise do traço do sinal foi feita de acordo com Leandro et al. (2019), e a constante dielétrica utilizada para a conversão de tempo em profundidade foi a de valor 10, representando a velocidade de 0,12 m/ns (DANIELS et al., 1995). Essa constante foi validada a partir de dados litológicos obtidos através de furos de sondagem (DILLENBURG et al., 2011). A correção topográfica, utilizando os dados de GNSS pós-processados, aplicou o intervalo de 1 s de amostragem, com uma precisão de 0,3 m. Devido à qualidade dos dados obtidos, os perfis GE0039 e GE0042 foram escolhidos para serem interpretados (Figura 2D), tendo como base de interpretação o método da sismoestratigrafia, que se fundamenta na terminação dos refletores, na geometria e no padrão de reflexões para identificar unidades e superfícies (NEAL, 2004).

#### 3.2. Mapeamento geológico e caracterização de elementos morfológicos

Para o mapeamento dos ambientes deposicionais e subambientes da barreira holocênica foram combinadas imagens orbitais com características distintas dos satélites *Landsat 8* e *RapidEye*, além do uso do *Basemap* (ESRI®) do *software* ArcGis™ 10.5 e do modelo digital de elevação (MDE) extraído da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). As imagens foram processadas e analisadas através do *software* ArcGis™ 10.5, e foram utilizadas na inferência da dimensão da pista de ação do vento (*fetch*) nas praias da enseada de Garopaba (Siriú e Garopaba), comparando-se a largura do pós-praia com a dimensão do *fetch* do vento de maior Deriva Eólica Potencial (DEP) encontrada na

região de Imbituba. Os perfis, no total de 30, foram distribuídos ao longo da linha de costa, de norte para sul, com uma distância de 200 m entre eles.



**Figura 2.** (A) Mapa dos pontos de amostragem de sedimentos realizados ao longo da barreira holocênica do Siriú. (Fonte: *World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™*). (B) Locais de amostragem nos perfis realizados no sistema praia-duna e (C) no campo de dunas transgressivo. (D) Linhas de GPR obtidas em campo com antena aérea (80 MHz), cujas seções foram selecionadas para serem interpretadas neste trabalho. (Fonte: *World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™*).

### 3.3. Sedimentologia: análise granulométrica

Com o intuito de verificar a existência de variações na granulometria dos sedimentos foram coletadas 38 amostras superficiais, em perfis a cada 200 m no sistema praia-duna frontal (Figura 2A). Na praia, foram coletadas 19 amostras da face de praia, enquanto na duna frontal foram obtidas 19 amostras na porção média da sua altura na face marinha (Figura 2B). Também foram coletadas amostras em um perfil longitudinal, ao longo de toda a extensão do campo de dunas transgressivo da área. As amostras foram recolhidas na face de barlavento das dunas, totalizando 34 amostras de sedimentos (Figuras 2A e 2C).

Para a análise granulométrica foi empregado o analisador de partículas a laser Horiba, modelo LA-950V2. O limite entre as frações arenosas e finas utilizado foi o de 62  $\mu\text{m}$ , extremo inferior de granulação para as classes de areias na classificação de Wentworth (1922). Em seguida, executou-se o tratamento estatístico dos dados baseado nos parâmetros de Folk e Ward (1957), determinando-se as medidas de tendência central ( $M_z$ ) e grau de seleção ( $\sigma$ ). A análise estatística foi realizada através do programa *Sysgran 3*, desenvolvido por Camargo (2005).

### 3.4. Regime de ventos e potenciais de deriva eólica

Para verificar a correspondência entre o regime de ventos local e o desenvolvimento do campo de dunas transgressivo foi utilizada uma série temporal dos ventos (dados de direção e velocidade) coletada na estação meteorológica automática do porto de Imbituba (SC), localizada 25 km ao sul de Garopaba, a qual foi disponibilizada pela Epagri/CIRAM (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de SC/Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de SC). Essa série compreende o período entre março de 2016 a novembro de 2017 (~1 ano e 8 meses), totalizando 614 registros. O número limitado destes se deve a instalação recente desta estação, que ocorreu no início de 2016. Mesmo com os registros de ventos ainda escassos, optou-se por utilizar esses dados devido à proximidade da área de estudo. Ainda que limitada temporalmente, essa série de dados mostrou-se coerente com séries temporais de regiões próximas e, portanto, foi considerada adequada para o objetivo da análise.

Os registros de vento foram agrupados em classes de direções e classes de velocidades. As classes de direções utilizadas corresponderam a 16 setores de 22,5° cada, sugeridas por Pearce e Walker (2005). Já as classes de velocidades empregadas foram alteradas de Pearce e Walker (2005) e transformadas para m/s. Os cálculos da Deriva Eólica Potencial (DEP) foram realizados através do método proposto por Fryberger e Dean (1979). A partir das DEPs de cada classe de direção foram calculadas a Direção de Deriva Resultante (DDR) e o Potencial de Deriva Resultante (PDR). Uma vez que o vento é analisado como um vetor, os valores numéricos obtidos são considerados unidades vetoriais (u.v.) (FRYBERGER; DEAN, 1979; PEARCE; WALKER, 2005). Além disso, foi calculada a razão PDR/DEP, que reflete o índice da variabilidade direcional do vento. A rosa dos ventos foi construída através do *software* WRPLOT (<http://www.weblakes.com/lakewrpl>), enquanto a rosa de areia foi elaborada conforme o método de Fryberger e Dean (1979).

### 3.5. Classificação das dunas costeiras

A classificação adotada para o sistema eólico seguiu as propostas de Gianinni et al. (2005) e Martinho et al. (2006), baseadas na presença de vegetação para classificar os depósitos eólicos costeiros ativos em dois tipos: dunas com muita influência da vegetação e dunas com pouca ou nenhuma influência da vegetação.

### 3.6. Inclinação da Plataforma Continental Interna

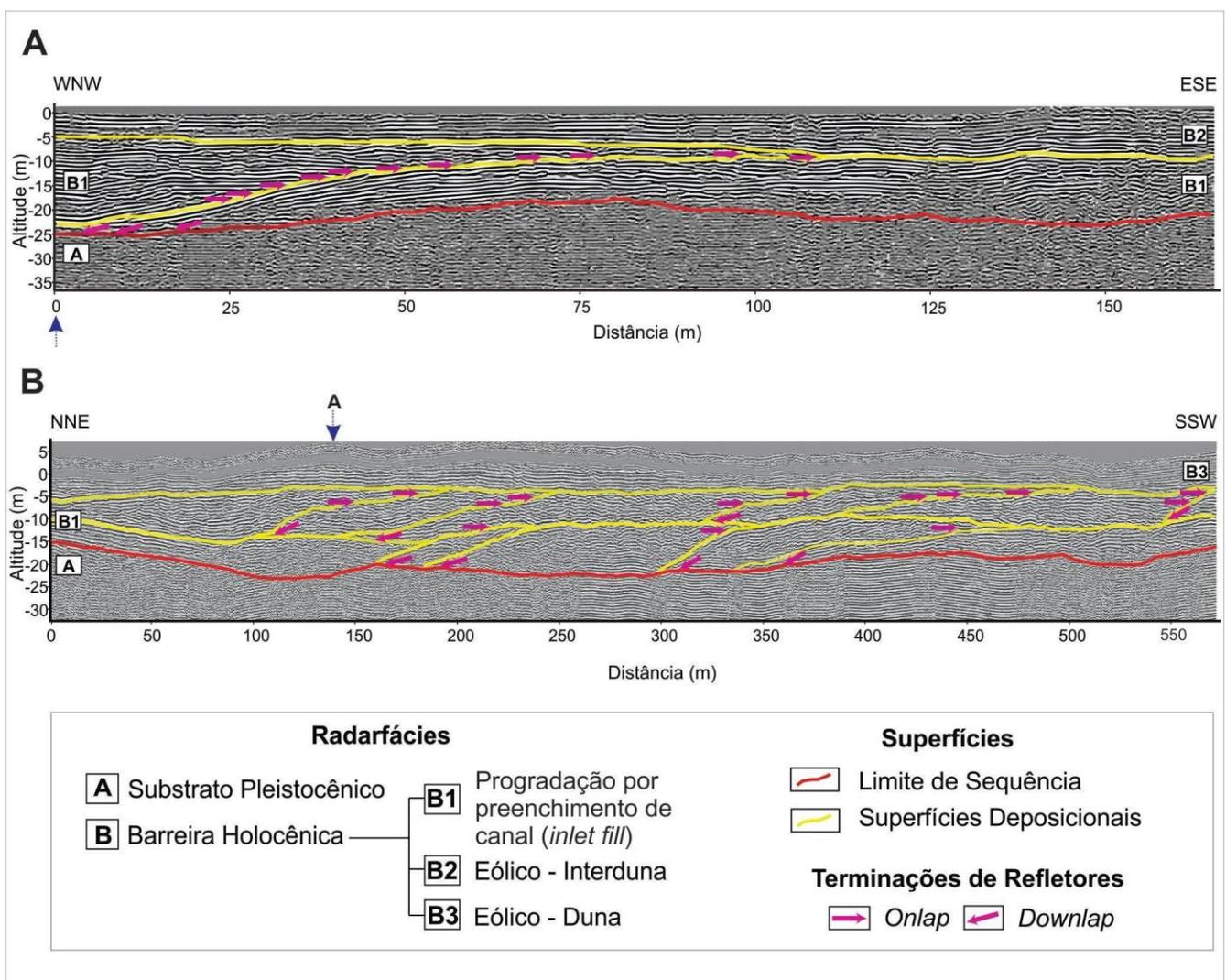
Tomando-se como base a Carta Náutica da Marinha do Brasil, da Ilha de Coral à Ilha das Araras (1956) na escala 1:49.740, foram realizados cálculos para determinar a declividade média da plataforma continental interna na área estudada. Desta forma, um perfil transversal à linha de costa foi definido e derivado para profundidades de -55 a -45 m, -45 a -35 m, -35 a -25 m e -25 a -15 m.

#### 4. Resultados e Discussões

##### 4.1. Origem e evolução da barreira holocênica do Siriú

A aquisição de dados com o GPR resultou no imageamento dos depósitos em subsuperfície (radargrama), possibilitando a identificação e caracterização de radarfácies e feições com características texturais e estruturais distintas. Assim, foram interpretadas duas seções dispostas transversalmente e longitudinalmente à barreira holocênica da área: GE0039 e GE0042, respectivamente (Figura 2D).

Com base no reconhecimento dos padrões da configuração das reflexões, referentes à forma, ao mergulho, à continuidade, à relação entre as reflexões e à amplitude do sinal, foram identificadas quatro radarfácies principais: RfA, RfB1, RfB2 e RfB3 (Figura 3). A RfA corresponde ao substrato pleistocênico (RfA); enquanto as demais equivalem à progradação por preenchimento de canal (*inlet fill*) (RfB1), ao eólico-interduna (RfB2) e ao eólico-duna (RfB3), as duas últimas correspondentes a atual morfologia do terreno. A Figura 4 apresenta a descrição das características de cada radarfácies.



**Figura 3.** Seções de GPR interpretadas. (A) Seção GE0039 e (B) Seção GE0042. A seta azul indica o ponto de aproximação do setor WNW da seção GE0039 com a seção GE0042. O posicionamento no terreno das duas seções é apresentado na Figura 2D.

A formação e evolução geral da barreira costeira holocênica do Siriú é resultado de um conjunto de fatores diversos (geológicos, climáticos, oceanográficos e hidrológicos) que interagiram ao longo do tempo e do espaço em diferentes escalas, apresentando peculiaridades devido à proximidade do embasamento cristalino na costa (CARUSO JÚNIOR, 1995; RECH-SILVEIRA, 2016; FERNANDEZ et al., 2019). A barreira holocênica, na região onde

os dados de GPR foram coletados, desenvolveu-se ancorada em terrenos mais antigos, progredendo lateralmente no sentido da deriva litorânea dominante (S→N) como um pontal arenoso. O padrão dos refletores identificados na seção GE0042 (RfB1, Figura 3B) indicou uma progradação lateral por migração de um canal lagunar (*inlet fill*), assim como observado por Tillmann e Wunderlich (2013) na costa da Alemanha, e por Barboza et al. (2014b) e Biancini da Silva et al. (2014) nas regiões da Pinheira e de Passo de Torres/SC. Além disso, verificam-se duas fases superpostas de crescimento do pontal (Figura 3B). Desta maneira, a barreira holocênica do Siriú não teria se formado pela migração no sentido do continente de uma barreira pré-existente, nos estágios finais da última transgressão, mas sim pelo afogamento da área, seguido do crescimento de um pontal arenoso. O crescimento deste é corroborado no radargrama GE0042, uma vez que os estratos de progradação mergulham para N-NE e estão localizados em subsuperfície, abaixo da cobertura eólica. Caso a barreira holocênica houvesse se formado pela migração de uma barreira pré-existente, em função da elevação do NRM, seria esperado um padrão de empilhamento retrogradacional nas reflexões (BARBOZA et al., 2011; DILLENBURG; BARBOZA, 2014; ROSA et al., 2017).

Rf	Descrição	Imagem	Interpretação
A	<p><b>Forma:</b> suavemente sinuosa  <b>Mergulho:</b> multidirecional  <b>Relação entre refletores:</b> caótica  <b>Continuidade:</b> refletores descontínuos  <b>Amplitude:</b> média a baixa  <b>Dimensões aproximadas:</b> aproximadamente 15 m de espessura por 580 m de comprimento</p>		Substrato pleistocênico
B1	<p><b>Forma:</b> planar a sinuosa  <b>Mergulho:</b> predominantemente horizontal e inclinada no contato com a RfA e entre os sets  <b>Relação entre refletores:</b> paralela à subparalela, oblíqua e tangencial no contato com a RfA e entre os sets  <b>Continuidade:</b> refletores contínuos  <b>Amplitude:</b> alta  <b>Dimensões aproximadas:</b> cerca de 15 m de espessura por 580 m de comprimento</p>	<p>                      Seção GE0039</p> <p>                      Seção GE0042</p>	Progradação por preenchimento de canal - <i>inlet fill</i> (Barreira holocênica)
B2	<p><b>Forma:</b> planar  <b>Mergulho:</b> horizontal  <b>Relação entre refletores:</b> paralela  <b>Continuidade:</b> refletores contínuos  <b>Amplitude:</b> alta  <b>Dimensões aproximadas:</b> cerca de 10 m de espessura por 180 m de comprimento</p>		Eólico - Interduna (Barreira holocênica)
B3	<p><b>Forma:</b> planar a levemente sinuosa  <b>Mergulho:</b> horizontal  <b>Relação entre refletores:</b> paralela e subparalela  <b>Continuidade:</b> refletores contínuos  <b>Amplitude:</b> alta  <b>Dimensões aproximadas:</b> aproximadamente 5 m de espessura por 580 m de comprimento</p>		Eólico - Duna (Barreira holocênica)

Figura 4. Radarfácies (Rf) identificadas com base nas configurações internas das reflexões.

4.2. Caracterização geomorfológica da barreira holocênica do Siriú

Foram identificados dois subambientes relacionados ao sistema praial (Figura 5), de acordo com definição proposta por Hesp (2000):

**Zona de espraiamento ou face de praia:** porção da praia onde ocorrem os processos de fluxo e refluxo das ondas.

**Pós-praia:** zona que se estende desde o limite superior da zona de espraiamento das ondas até o início das dunas frontais fixadas pela vegetação.

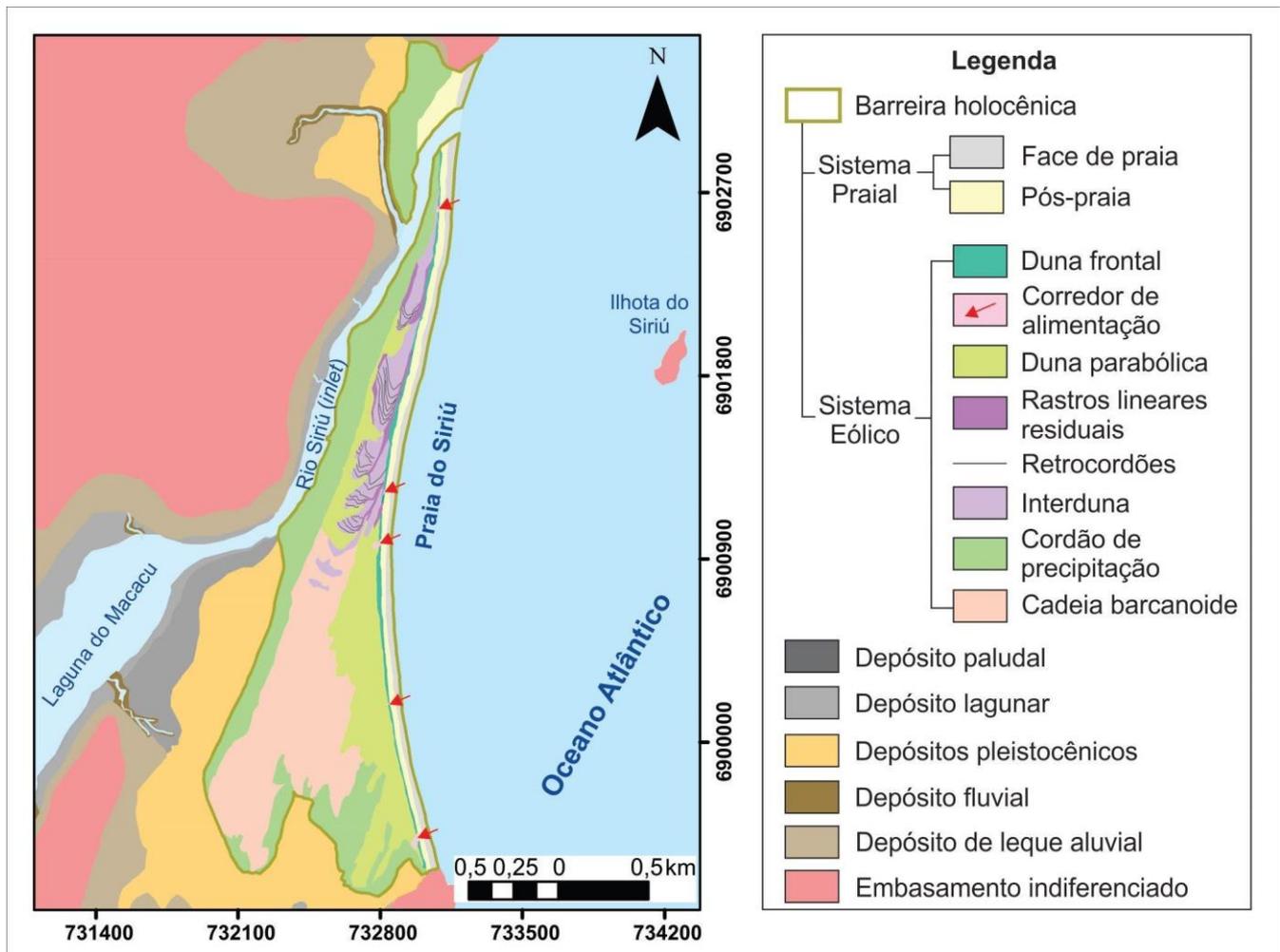


Figura 5. Mapa geológico da área de estudo. (Fontes: polígonos delimitados com base nas imagens dos satélites Landsat 8, de 2017, e RapidEye; e da ferramenta World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019).

A classificação adotada para o sistema eólico segue a proposta baseada no critério da presença de vegetação para classificar os depósitos eólicos costeiros ativos em dois tipos: dunas com muita influência da vegetação e dunas com pouca ou nenhuma influência da vegetação. Com base na classificação proposta por Gianinni et al. (2005) e Martinho et al. (2006), foram identificados na área os seguintes subambientes/depósitos (Figura 5):

- **Depósitos eólicos com influência da vegetação**

**Dunas frontais:** acumulações de areia eólica em meio à vegetação pioneira acima da zona de pós-praia.

**Corredores de alimentação (blowouts):** morfologia composta por uma bacia de deflação delimitada por paredes erosivas que se fecham em lobos deposicionais com formato em U, rumo sotavento.

**Dunas parabólicas:** geralmente formadas a partir da evolução de blowouts, apresentando componentes similares a estes. São caracterizadas pela geometria plana em U com convexidade voltada para sotavento.

**Rastros lineares residuais (*trailing ridges*):** braços alongados de dunas parabólicas ou cordões longos e estreitos desenvolvidos devido à colonização nas margens externas de dunas transversais. São formados à medida que a duna transversal ou parabólica avança.

**Retrocordões (*gegenwalle ridges*):** cordões ondulados desenvolvidos pela deposição de areia em meio à vegetação que se forma ao longo das margens de barlavento das dunas e dos campos de dunas. O campo de dunas migra e os retrocordões são deixados para trás.

**Interdunas:** áreas aproximadamente planas localizadas entre dunas transversais ou barcanoides em que a deflação pode predominar sobre a deposição eólica, apresentando-se frequentemente úmidas, regularmente alagadas e com vegetação pioneira esparsa.

**Cordões de precipitação:** cordões de areia formados pela deposição e empilhamento de areia sobre a vegetação ao longo das margens dos campos de dunas ativos.

- **Depósitos eólicos sem influência da vegetação**

**Cadeias barcanoides:** desenvolvidas a partir da coalescência lateral de dunas barcanas, apresentando crista sinuosa e orientação transversal ao vento efetivo.

Para a classificação das demais regiões e ambientes da área, destacados na Figura 5, utilizou-se o mapeamento de Rech-Silveira (2016), o qual caracterizou os depósitos quaternários da região.

Seguindo o desenvolvimento do pontal, e em resposta à intensificação do vento de alta energia de NE e do aumento da disponibilidade de areia na costa sul do Brasil durante o Holoceno tardio (GROHMANN; SAWAKUCHI, 2013), formou-se conjuntamente a cobertura eólica da barreira. Assim como referido por Mendes et al. (2015a), o NRM não corresponderia à variável determinante para a formação do sistema eólico costeiro, uma vez que os autores encontraram evidências de controle climático na gênese das dunas, a qual estaria relacionada a períodos de menor precipitação; e na sua estabilização, que ocorreria em períodos de intensificação das chuvas devido ao aumento nas atividades das monções. A morfologia do local da aquisição da linha GE0039 indica a presença de uma antiga duna parabólica, a qual, com sua migração, aumento da umidade e consequente elevação do nível freático foi completamente vegetada, transformando-se em uma interduna (RfB2, Figura 3A), que representa a atual superfície do terreno onde a linha foi obtida.

O campo de dunas do Siriú é estreito e alongado, apresentando geometria parabólica. Cordões de precipitação se formam ativamente em cada margem do campo, enquanto as dunas parabólicas e barcanoides migram através dele e ocasionalmente cobrem as cristas de precipitação, aumentando sua altura. Hesp (2013) definiu três possíveis cenários de evolução de campos eólicos transgressivos. Em alguns casos, os campos de dunas podem evoluir a partir da coalescência de dunas parabólicas. Conforme o autor, o volume do campo de dunas e a sua variabilidade topográfica podem destoar ao longo da costa, sendo maiores nas porções mais distais. Isso ocorre devido aos primeiros lobos deposicionais parabólicos serem naturalmente maiores, possuindo, desta maneira, maior volume de sedimentos quando comparados às porções adjacentes do campo de dunas, o que é percebido no Siriú.

Estudos realizados no litoral centro-sul catarinense identificaram pelo menos quatro gerações distintas de dunas eólicas (GIANNINI, 1993; 2002; SAWAKUCHI, 2003; GIANNINI et al., 2005;2007). Mendes et al. (2015) reconheceram no setor central do litoral catarinense as quatro gerações de campos de dunas propostas por Giannini et al. (2007). No Siriú a G1, correspondente à geração mais antiga e que conta com amostra datada em  $318 \pm 34$  ka (MENDES et al., 2015), ocorre de forma expressiva na área circunjacente à laguna do Macacu e ao campo de dunas ativo do Siriú, associada e ancorada nas rochas do embasamento cristalino. A G1 é verificada de forma ampla no Siriú e apresenta morfologia semelhante a lobos deposicionais na região sul e sudoeste do campo de dunas ativo. A G2 é identificada em terrenos levemente ondulados recobrendo depósitos pleistocênicos. A G3 possui morfologia eólica bem preservada, sendo encontrada como cordões de precipitação no entorno do campo de dunas ativo, que representa a geração atual (G4). Esta se sobrepõe aos depósitos da G3 (MENDES et al., 2015). A relação entre a curva global de variação do NRM e a distribuição das idades das amostras coletadas por esses autores sugeriu que a formação dos campos de dunas estaria associada ao NRM estável.

As feições morfológicas relacionadas aos subambientes eólicos vegetados e não vegetados acima descritos estão em conformidade no sistema eólico do Siriú com os elementos morfológicos identificados por Giannini et al. (2011), quais sejam: (I) de estoque inicial (dunas frontais e embrionárias, e dunas livres com orientação transversal ao vento); (II) de deflação (*blowouts*, *trailing ridges*, *gegenwalle ridges* e dunas parabólicas); (III) de superposição

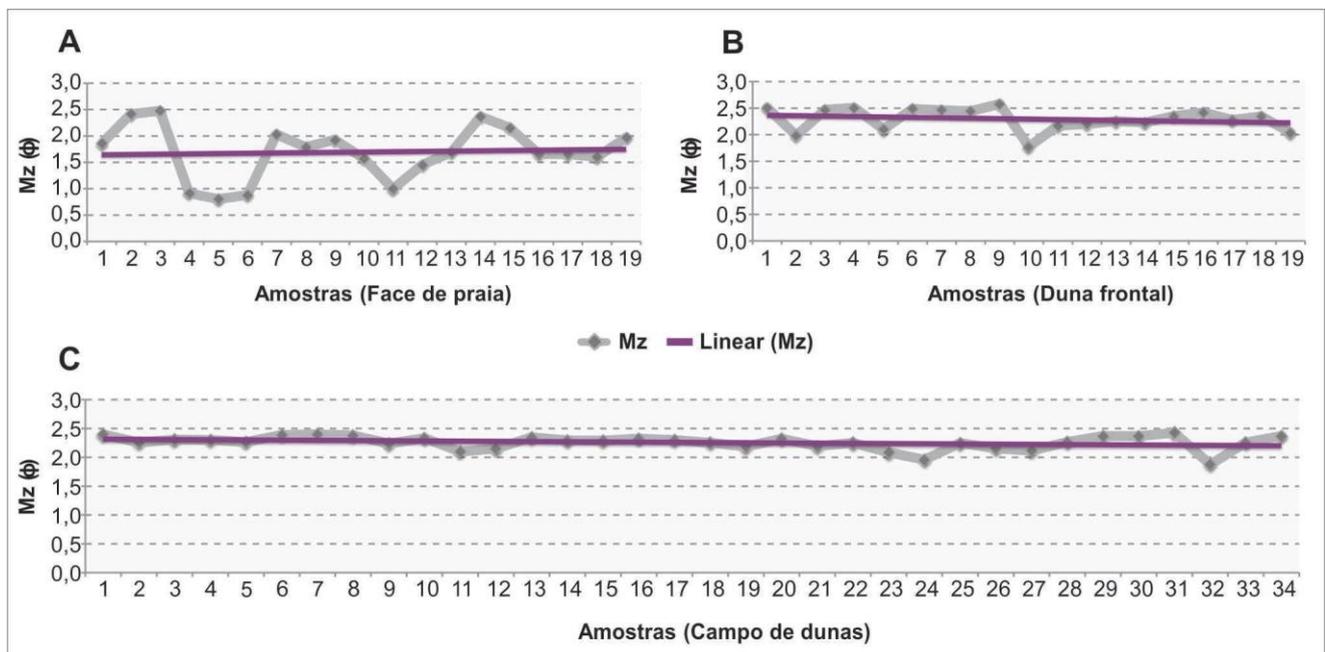
(cadeias barcanoides); e (IV) de avanço (cordões de precipitação e lobos deposicionais). Assim como exposto no trabalho de Martinho et al. (2006) sobre o campo de dunas de Ibiraquera, cerca de 30 km ao sul da área de estudo, o campo de dunas do Siriú também se inicia junto à praia a partir das dunas frontais, localmente interrompidas e retrabalhadas por *blowouts*. Em direção ao continente, junto à margem marinha do campo de dunas, há o desenvolvimento de uma considerável planície de deflação vegetada, onde se estendem dunas parabólicas, *trailing ridges* e *gengevalle ridges*. Seguindo em direção ao continente, as fácies deflacionares desaparecem e dão lugar às cadeias barcanoides, as quais podem apresentar depressões interdunares. Os cordões de precipitação envolvem a margem continental e a margem sul do campo de dunas do Siriú (Figura 5). Na sua porção mais distal se verificam os lobos deposicionais e as frentes de avanço.

#### 4.3. O Sistema Praia-Duna da barreira holocênica do Siriú

##### 4.3.1. Variação granulométrica

Os sedimentos arenosos coletados na face de praia da barreira holocênica do Siriú apresentaram a média da distribuição granulométrica ( $M_z$ ), de sul (1) para norte (19), variando entre areia fina (2,48  $\phi$ ) a grossa (0,80  $\phi$ ), com grau de seleção ( $\sigma_i$ ) moderadamente a bem selecionado (Figura 6A). As amostras coletadas na duna frontal apresentaram  $M_z$  variando entre areia fina (2,58  $\phi$ ) a média (1,78  $\phi$ ), com predominância da classe areia fina, e  $\sigma_i$  indicando uma boa a muito boa seleção (Figura 5B).

As amostras das dunas principais do campo transgressivo apresentaram  $M_z$  variando entre areia fina (2,44  $\phi$ ) a média (1,85  $\phi$ ), com predomínio da classe areia fina. O  $\sigma_i$  indica uma seleção variando de moderada a muito bem selecionada. A Figura 6C apresenta a variação da média da distribuição dos sedimentos do campo de dunas transgressivo, de sul (1) para norte (34).

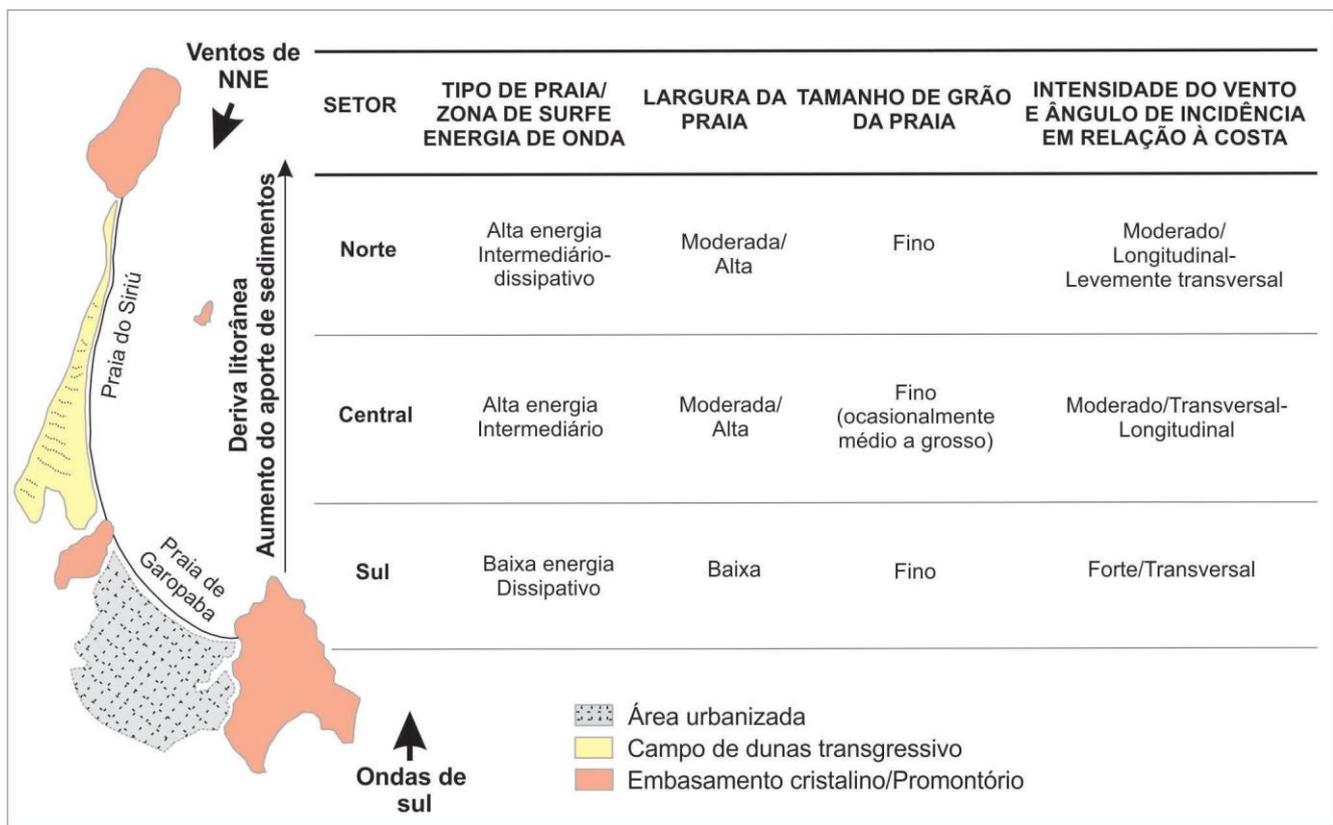


**Figura 6.** Variações dos valores de tamanho médio das areias da (A) face de praia, (B) duna frontal e (C) campo de dunas, ao longo do sistema praia-duna do Siriú. Os perfis de amostragem foram realizados de sul (perfil 1) para norte (perfis 19, face de praia e duna frontal, e 34, campo de dunas). A localização dos pontos de amostragem é apresentada na Figura 2A.

A análise comparativa do tamanho médio dos sedimentos amostrados nos três subambientes não apresentou gradação relevante no tamanho médio dos grãos, exibindo, de maneira geral, um padrão homogêneo de distribuição longitudinal dos sedimentos. As amostras das dunas frontais e do campo de dunas são formadas quase que exclusivamente por areia fina. Através das linhas de tendência dos gráficos gerados para esses subambientes, verificou-se um aumento muito sutil da média da distribuição granulométrica dos sedimentos de sul para norte (Figuras 6B e 6C).

A face de praia da barreira costeira do Siriú é formada por areias finas a grossas. Em algumas regiões da face praial as frações de areia fina estão sendo removidas por ondas e correntes associadas, enriquecendo o local com areia média a grossa. A linha de tendência apresenta um afinamento dos grãos de sul para norte (Figura 6A). Esse mesmo comportamento foi observado por Amin e Dillenburg (2010) na enseada da praia de Pinheira, situada 10 km ao norte. No Siriú, os sedimentos mais grossos são depositados, em geral, em cúspides praias. Esses resultados refletem o comportamento morfodinâmico intermediário observado ao longo da praia durante a primavera, período em que as amostras foram coletadas. Além disso, a área de estudo está inserida numa enseada, onde mudanças no tamanho médio dos sedimentos são determinadas por fatores como variações longitudinais no fluxo de energia de ondas (GIANNINI, 1993). A forma em planta característica de uma praia de enseada é composta por uma região próxima ao promontório rochoso, bastante curvada e protegida da energia das ondas, chamada zona de sombra; e uma extremidade da praia à sotamar relativamente retilínea e normalmente paralela à ação das ondas. No caso da enseada de Garopaba, a praia de Garopaba se localiza na zona de sombra, enquanto a praia do Siriú se relaciona à seção retilínea. Geralmente é possível verificar uma variação longitudinal na altura e energia das ondas, a qual aumenta da zona de sombra em direção à extremidade retilínea (SILVESTER; HSU, 1993).

O transporte e deposição de sedimentos mais grossos estão associados, em geral, às zonas de maior energia de onda na linha de costa. De acordo com o modelo de morfodinâmica praia-duna proposto por Miot da Silva et al. (2012), aplicado às praias de enseada localizadas ao sul da ilha de SC, a deriva litorânea, o aporte de sedimentos e a energia das ondas aumentam de sul para norte (Figura 7). Segundo o modelo, a praia do Siriú está localizada nas regiões de alta energia de ondas e de estágio morfodinâmico intermediário da enseada de Garopaba. Os autores ainda mencionaram que os sedimentos mais grossos são ocasionalmente depositados no setor central das enseadas. Esta ocasionalidade também se verifica na maior concentração de areia grossa nos perfis 4 a 6 da praia do Siriú, localizados no setor central da enseada de Garopaba. Além disso, Finkelstein (1982) também afirmou que a região central de uma enseada é sujeita à alta energia de onda, sendo marcada por maiores tamanhos de grãos, menor grau de seleção, declividade moderada e linha de costa alternando entre erosiva e deposicional. À exceção da declividade da praia (não avaliada), todas as demais propriedades assim se apresentam na área de estudo.



**Figura 7.** Modelo conceitual de morfodinâmica praia-duna baseado no proposto por Miot da Silva et al.(2012) e aplicado às praias da enseada de Garopaba.

A influência de promontórios pode gerar mudanças na costa das enseadas, como a interrupção do fluxo de sedimentos transportados na deriva litorânea, a dissipação da energia da onda por turbulência e a redistribuição por efeitos de refração e difração das ondas (YASSO, 1965). Conforme Rodriguez (1995), a deriva litorânea consiste no principal agente de transporte de sedimentos em praias com configuração parabólica, como a enseada de Garopaba. As correntes longitudinais ocorrem devido à obliquidade da orientação dos raios de onda em relação à orientação da linha de costa e ao gradiente longitudinal de altura das ondas. Em virtude da orientação da sua costa, a enseada de Garopaba é protegida e abrigada das ondas provenientes de sul ( $170^\circ$  S) em seu setor sul, correspondente à praia de Garopaba, enquanto sua exposição a essas ondas aumenta progressivamente em direção ao norte da enseada, referente à praia do Siriú (Figura 7).

Uma possível explicação para a concentração de sedimentos mais grossos no sistema praial, conforme demonstrado pela Figura 6A, seria a mobilização pelo vento apenas das partículas das classes areia fina, devido a sua competência limitada. Esses sedimentos seriam transferidos para as dunas frontais e para o campo de dunas, os quais apresentaram sedimentos bastantes homogêneos formados predominantemente por areia fina. O sistema praial consiste na principal fonte de sedimentos para as dunas frontais e para o campo de dunas transgressivo localizado à retaguarda.

#### 4.3.2. Regime de Ventos e Potenciais de Deriva Eólica

A análise dos dados de velocidade e direção dos ventos revelou que o vento mais frequente na região, durante o período em que os dados foram coletados, foi o de SWS (15,79%), seguido pelos ventos de NNE, S, SE, ENE, ESE, NE, E, SSE, SW e N (Tabela 1). A classe de velocidade predominante foi a de 3 a 5,6 m/s (33,06%), relacionada especialmente aos ventos de S, seguida das classes de velocidades de 7 a 8,7 m/s; 5,6 a 7 m/s e 8,7 a 11,3 m/s, associadas principalmente aos ventos de ENE, SWS e NNE, respectivamente.

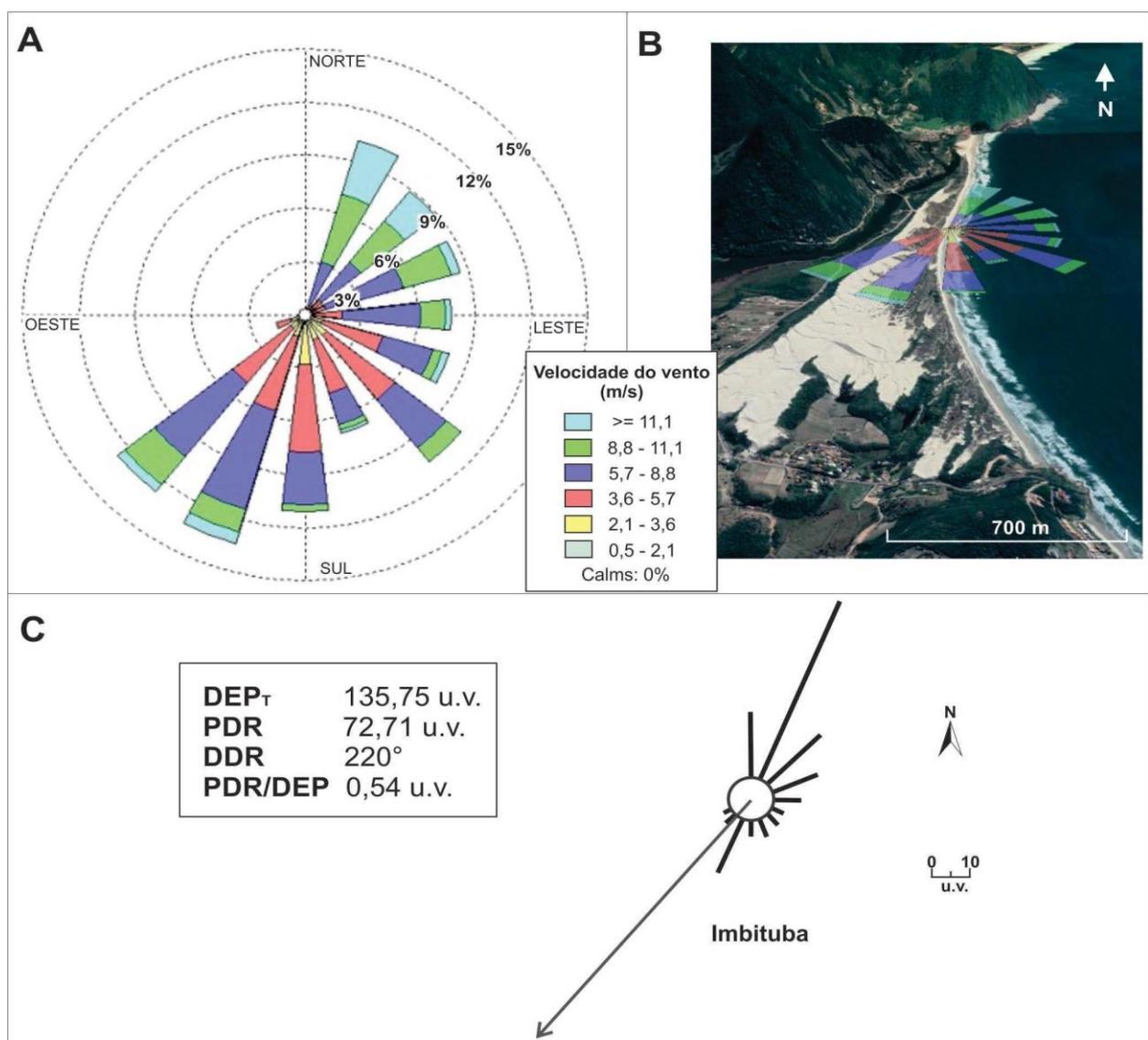
As velocidades máximas registradas (classe  $>14,3$  a  $\leq 17,4$  m/s), apesar de serem as menos frequentes (1,15%), estão relacionadas aos ventos de NNE. Pode-se verificar que esses ventos também estão associados às demais classes de maiores velocidades (8,7 a 11,3 m/s e 11,3 a 14,3 m/s), enquanto as menores velocidades (0 a 3 m/s) se relacionam principalmente aos ventos de S. Em contrapartida, os ventos de WNW, NW e NNW não atuaram na região. Os ventos de W se relacionaram apenas à classe de menor velocidade (0 a 3 m/s).

**Tabela 1.** Frequência percentual da direção e velocidade dos ventos registrados na estação meteorológica do porto de Imbituba, SC (Epagri/CIRAM). As classes de velocidades  $>17,4$  m/s foram removidas devido à ausência de ocorrências no registro analisado.

Dir	Âng (°)	Velocidade (m/s)						TOTAL (%)	
		0 a ≤ 3	>3 a ≤ 5,6	>5,6 a ≤ 7	>7 a ≤ 8,7	>8,7 a ≤ 11,3	>11,3 a ≤ 14,3		>14,3 a ≤ 17,4
N	0	0,16	0,49	0,16	0,49	1,15	0,66	0,33	3,45
NNE	22,5		0,66	0,99	2,14	5,26	2,80	0,49	12,34
NE	45		1,15	1,48	1,81	2,63	0,66	0,16	7,89
ENE	67,5		1,15	1,81	3,45	1,97	0,49		8,88
E	90	0,33	2,63	1,48	1,64	1,15	0,16		7,40
ESE	112,5	0,16	4,28	2,47	0,99	0,33	0,16		8,39
SE	135	0,49	4,93	1,48	1,32	0,99			9,21
SSE	157,5	1,15	4,77	0,49	0,49			0,16	7,07
S	180	1,32	5,59	2,80	1,64	0,49	0,16		12,01
SWS	202,5	0,49	4,11	4,28	3,29	3,13	0,49		15,79
SW	225	1,15	3,13	0,49	1,32	0,49	0,16		6,74
WSW	247,5	0,33	0,16		0,16				0,66
W	270	0,16							0,16
WNW	292,5								0
NW	315								0
NNW	337,5								0
Calm									0,01
<b>TOTAL (%)</b>		<b>5,76</b>	<b>33,06</b>	<b>17,93</b>	<b>18,75</b>	<b>17,6</b>	<b>5,76</b>	<b>1,15</b>	<b>100</b>

A rosa dos ventos apresentou resultados semelhantes (Figura 8A), expondo que o regime de ventos locais na área é constituído por duas componentes principais: SWS e SW. Os ventos de SWS correspondem aos ventos prevalentes, que sopraram com maior frequência durante o período analisado. Contudo, apesar de menos frequentes quando comparados aos ventos de SWS e SW, os ventos de NNE e NE estão associados aos ventos com maiores velocidades ( $\geq 11,1$  m/s). Os ventos entre 5,7 e 8,8 m/s são os mais frequentes e estão correlacionados especialmente aos ventos de SW, SWS e SE (Figuras 8A e 8B).

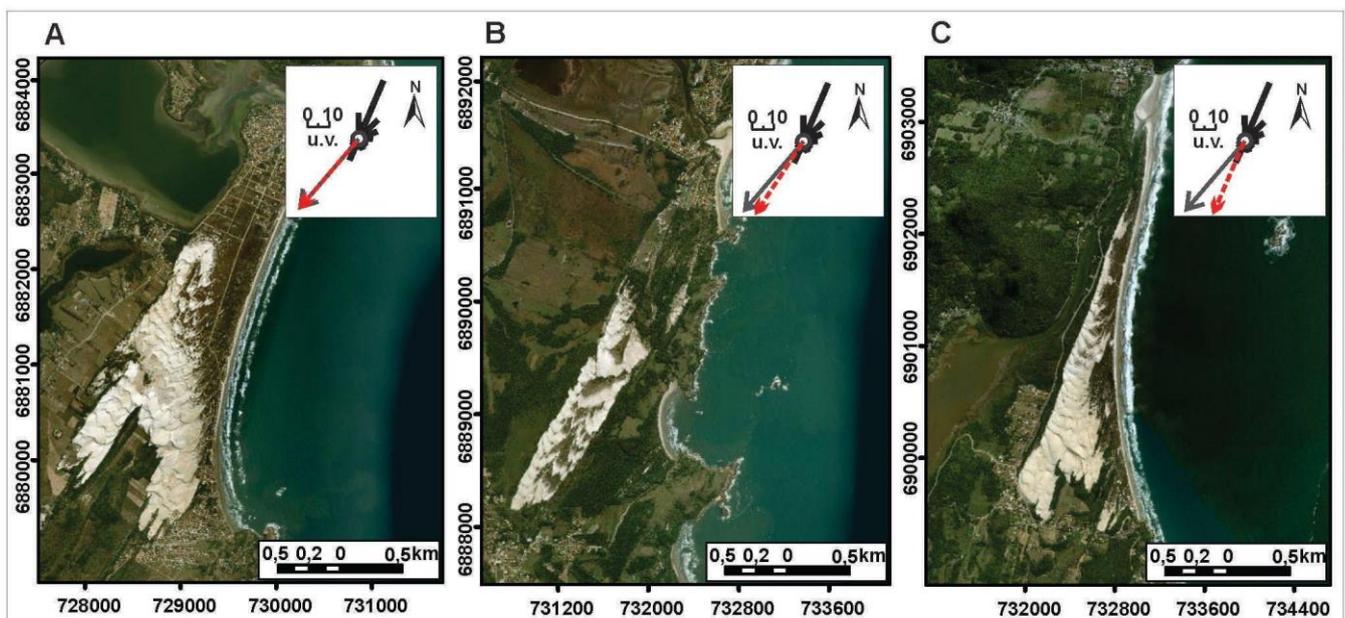
A partir da soma dos potenciais de transporte de areia (DEPs) calculados para cada classe de velocidade de vento, obteve-se o valor total da Deriva Eólica Potencial ( $DEP_T$ ) no valor de 135,75 u.v.. A DDR encontrada foi aproximadamente para SW ( $220^\circ$ ), em direção ao continente e oblíqua à linha de costa. Já o PDR apresentou o valor de 72,71 u.v. e a razão encontrada PDR/ $DEP_T$  foi 0,54 u.v.. Os braços da rosa de areia (Figura 8C) são proporcionais em comprimento ao potencial de deriva de areia de uma determinada direção (em u.v.) e apontam para a direção em que os sedimentos estão sendo transportados. Desta forma, pode-se verificar que as direções com as maiores DEPs foram NNE (52,31 u.v.), NE (17,85 u.v.), N (16,70 u.v.), SWS (14,76 u.v.) e ENE (11,57 u.v.). O braço que reproduz a  $DEP_T$  é representado por uma flecha, apontando aproximadamente para SW, o que significa que a resultante do transporte eólico dos sedimentos se dará preferencialmente para essa direção.



**Figura 8.** Figuras geradas a partir dos registros de velocidade e direção dos ventos da estação meteorológica da Epagri/CIRAM do porto de Imbituba, SC. (A) Rosa dos ventos. (B) Rosa dos ventos sobreposta à imagem do Siriú com inclinação e exagero vertical. (Fonte: modificado do Google Earth, 2019). (C) Rosa de areia e potenciais de deriva eólica (DEPs).

Os ventos dos quadrantes S e SWS estão ligados especialmente às classes de menores velocidades (entre 0 e 7 m/s), enquanto os ventos de ENE e NNE se associam às classes de maiores velocidades (entre 7 e 17,4 m/s). Assim, apesar da maior frequência dos ventos de SWS, os ventos de NNE se relacionam às classes que apresentam maior potencial de transporte de sedimentos. A ausência de registros de ventos de WNW, NW, NNW e W, como observado por Puhl e Dillenburg (2018), pode ser explicada pela proximidade do embasamento, que barra os ventos dessas direções impedindo que atinjam a porção costeira.

A resultante do transporte eólico potencial dos sedimentos aproximadamente para SW é corroborada pela direção geral de migração observada em imagens dos campos de dunas localizados na região de Imbituba (Ibiraquera) e Garopaba (Ouvidor e Siriú) (Figura 9). Ibiraquera e Ouvidor estão distantes cerca de 20 e 10 km ao sul do Siriú, respectivamente. Esse padrão pode ser consideravelmente alterado pelas condições locais, uma vez que as rosas de areia são baseadas apenas nos ventos superficiais, reproduzindo somente o transporte potencial (FRYBERGER; DEAN, 1979). Dessa forma, os potenciais de deriva eólica correspondem apenas aos valores potenciais que não consideram fatores importantes como o tipo de praia e mobilidade, largura da praia (efeito *fetch*), marés meteorológicas, erosão pelas ondas, aporte de sedimentos, níveis de precipitação e umidade (HESP, 1982; 1999; SHORT; HESP, 1982; DAVIDSON-ARNOTT et al., 2008; BAUER et al., 2009). Essas condições podem levar a maior erosão ou deposição de praias e dunas, interferindo no transporte de sedimentos eólicos.



**Figura 9.** Rosa de areia da estação do porto de Imbituba aplicada aos campos de dunas transgressivos localizados na região de Imbituba e Garopaba: (A) Ibiraquera, (B) Ouvidor e (C) Siriú. (Fonte: *World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019*). As setas em vermelho indicam as sutis inflexões da DDR como resposta dos processos eólicos às mudanças na orientação da linha de costa e do nível de exposição das praias aos ventos.

A DDR e o PDR se ajustam de forma bastante satisfatória à direção geral de migração do campo de dunas de Ibiraquera (para SW). Esse é o campo de dunas mais próximo da estação meteorológica de Imbituba (Epagri/CIRAM) (Figura 9A). No campo de dunas imediatamente ao norte, correspondente ao do Ouvidor, a DDR e o PDR parecem sofrer uma sutil inflexão para 214° (entre SWS e SW) (Figura 9B). No campo de dunas do Siriú a direção geral de migração das frentes de avanço e as cristas das dunas indicam um deslocamento associado especialmente aos ventos de NNE. Desta maneira, a DDR na área de estudo corresponde a 204° e, portanto, a resultante do transporte eólico dos sedimentos se dá preferencialmente para SWS (Figura 9C). O grau de exposição aos ventos dominantes em direção à costa, estabelecido pela sua orientação, pode produzir variações locais no transporte eólico dos sedimentos. Desta maneira, assim como destacado por Short e Hesp (1982) e Miot da Silva e Hesp (2010), as suaves inflexões da DDR entre os campos de dunas citados ocorrem como uma resposta dos processos eólicos às mudanças na orientação da linha de costa e do nível de exposição das praias aos ventos transversais e longitudinais nesses locais, afetando a interação entre os ventos originados de diferentes direções e

a costa, e interferindo de maneira sensível no sentido de migração dos campos de dunas. Além disso, na praia do Siriú se verifica uma maior interferência topográfica no desenvolvimento do campo de dunas pela maior proximidade do embasamento cristalino na costa, em particular no setor norte da barreira do Siriú.

Conforme proposto por Fryberger e Dean (1979), a razão  $PDR/DEP_T$  (Figura 8C) indica que o regime de ventos na região é constituído por ventos que sopram de mais de uma direção, encontrando-se numa posição entre os regimes de ventos unimodais e os de ventos complexos. Desta maneira, a variabilidade direcional dos ventos na área é classificada como intermediária. Em geral, razões intermediárias estão associadas aos regimes de ventos bimodais. Contudo, a rosa de areia apresenta a distribuição dos agrupamentos direcionais com apenas uma moda, indicando que o regime de ventos está mais próximo ao unimodal "amplo". Os regimes de ventos menos variáveis estão vinculados à formação de cadeias barcanoides, como as verificadas no campo de dunas transgressivo do Siriú (Figura 5).

#### 4.3.3. A influência da declividade da plataforma continental interna e o efeito tómbolo

Os cálculos realizados para determinar a declividade da plataforma continental interna na enseada de Garopaba indicaram uma inclinação geral de  $0,13^\circ$ . Considerando-se o caráter autóctone da plataforma (sem aporte de sedimentos novos - fluviais), pode-se interpretar que o substrato da barreira costeira do Siriú apresente um valor de inclinação similar ao do segmento de plataforma mais próximo da barreira, compreendido entre -25 e -15 m, ou seja,  $0,12^\circ$ . Os valores de declividade da plataforma interna obtidos para cada segmento do perfil batimétrico da plataforma continental são apresentados na Figura 10.

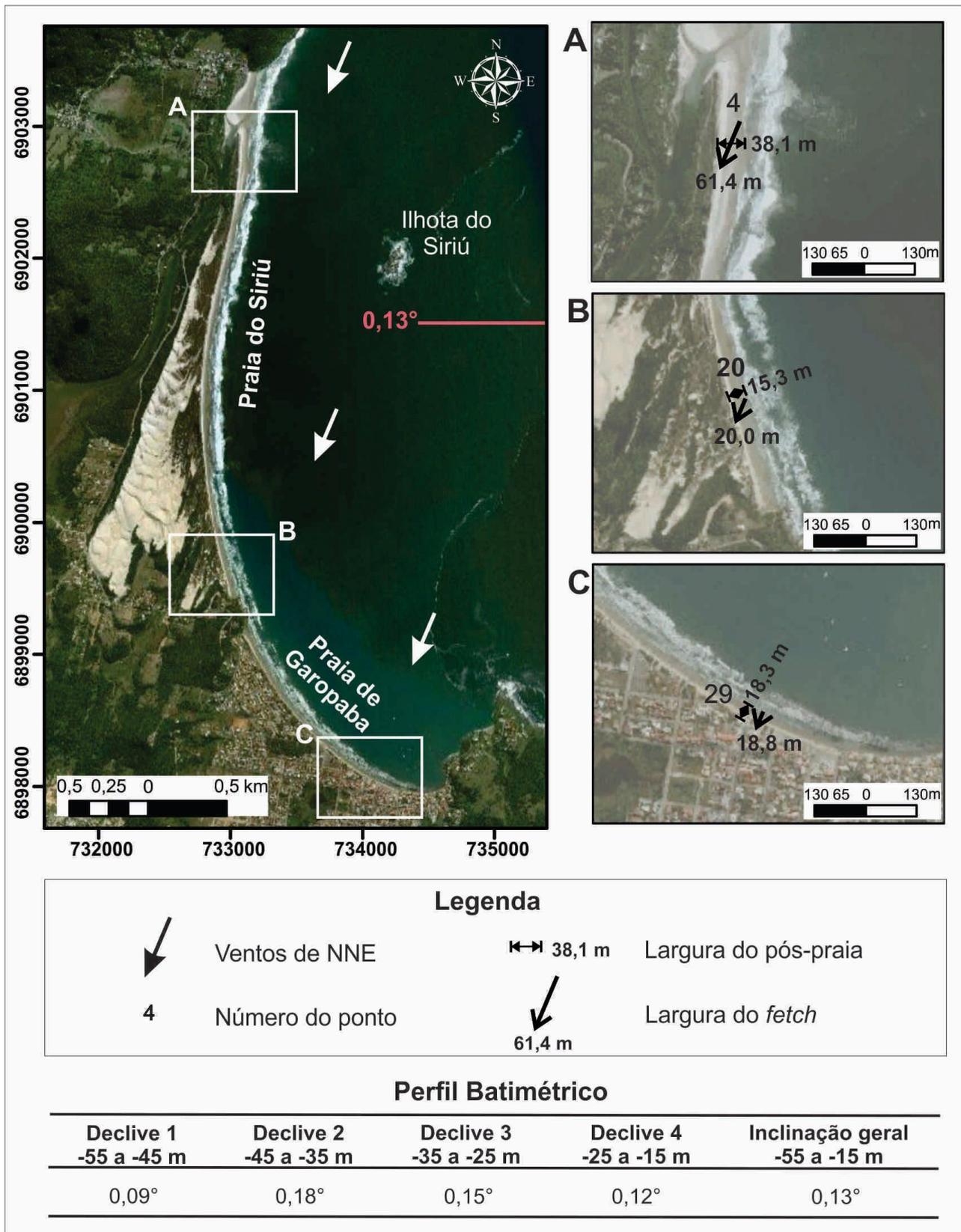
O substrato de uma barreira é a superfície sobre a qual se formam as barreiras costeiras e os comuns ambientes úmidos de sua retaguarda, correspondendo à topografia antecedente que é afogada por um aumento do NRM (DILLENBURG et al., 2000). A declividade do substrato apresenta papel importante na formação das barreiras. O trabalho de Roy et al. (1994) demonstrou que barreiras costeiras se desenvolvem preferencialmente em uma janela muito estreita de valores de inclinação do substrato, entre  $0,02^\circ$  e  $0,8^\circ$ . Na enseada de Garopaba o valor geral de inclinação obtido se encontra dentro da janela citada pelo autor, podendo ser considerada uma costa de gradiente relativamente baixo e, portanto, propícia a um balanço positivo de sedimentos, fator que favorece o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos em barreiras costeiras formadas no interior de reentrâncias da linha de costa (DILLENBURG et al. 2009).

Próximo ao perfil batimétrico realizado é verificada uma muito suave e discreta projeção da linha de costa (Figura 11). Essa é provavelmente consequência da deposição induzida pelo efeito tómbolo causado pela ilha do Siriú, a qual atua como um obstáculo provocando a refração das ondas e, conseqüentemente, a redistribuição da sua energia (FARINNACCIO et al., 2009). Conforme Davis e Fitzgerald (2004), o consumo da energia das ondas na ilha origina uma "zona de sombra de onda" ao longo da costa, ocorrendo uma redução na taxa da deriva litorânea nesta região que favorece a acumulação de areia entre a ilha e a linha de costa. Além disso, as ondas que difratam e refratam ao redor da ilha geram uma inversão no sentido dominante do transporte de areia ao longo da praia, ampliando os processos de captura de sedimentos na zona protegida das ondas (Figura 11A). Desta maneira, a ilha do Siriú parece estar retendo areia no setor centro-norte da praia (Figura 11B), aumentando, assim, a disponibilidade de sedimentos arenosos no setor norte da área para o desenvolvimento do campo de dunas.

#### 4.3.4. O papel da orientação da linha de costa e da pista de ação do vento (*fetch*)

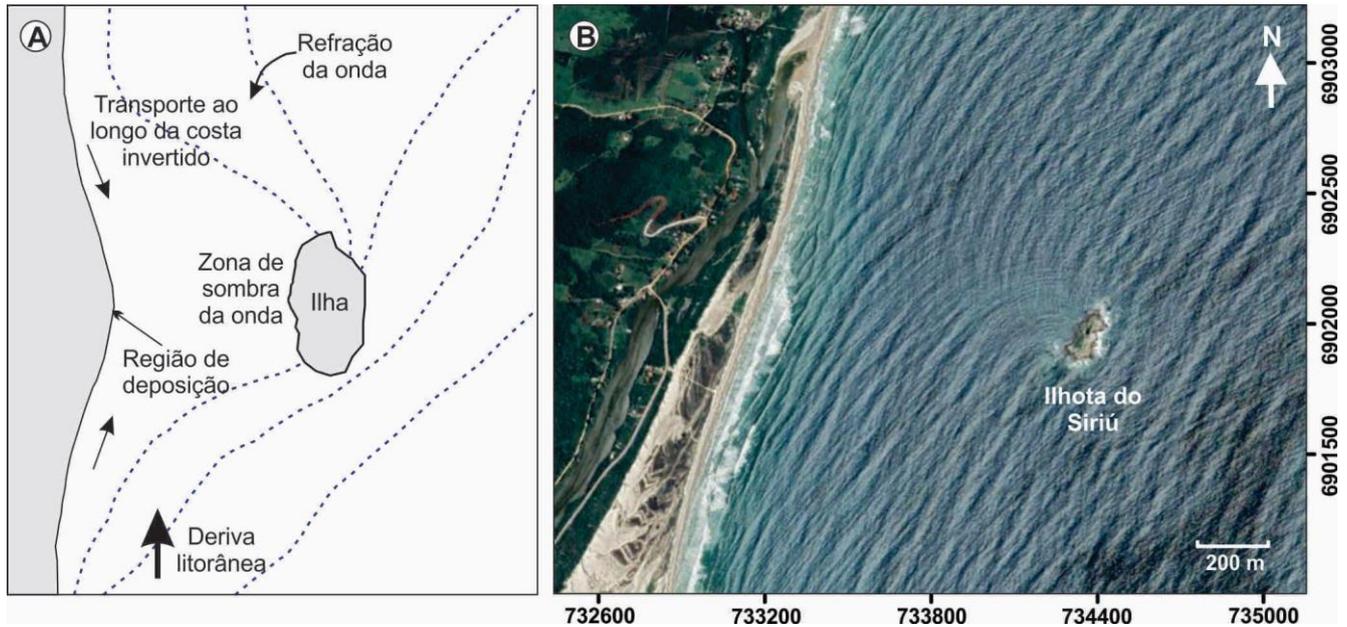
A interferência da mudança da orientação da linha de costa na pista de ação do vento na enseada de Garopaba foi analisada a partir da comparação entre a largura do pós-praia e a dimensão do *fetch* do vento com direção de maior DEP, correspondente aos ventos de NNE. A Tabela 2 apresenta os resultados obtidos. A diferença entre a largura do *fetch* e do pós-praia se torna menor do setor norte da praia do Siriú em direção à praia de Garopaba à medida que a ação do vento de NNE se torna gradativamente mais perpendicular em direção à costa (Figura 10). A altura aproximada das dunas frontais foi adquirida em observações realizadas em campo ao longo dos 19 perfis de amostragem de sedimentos, tendo como escala de referência a altura de 1,60 m da autora deste trabalho. A Tabela 3 apresenta as alturas das dunas frontais e a morfologia exibida por estas durante a realização do trabalho de campo, na primavera de 2017. De maneira geral, observa-se uma progressiva redução de altura de sul para norte, entre os pontos de observação 1 a 14, invertendo-se este comportamento entre os pontos 14 a 18, ou seja, a

duna frontal apresenta uma tendência de crescimento de sua altura na medida em que se aproxima da região de desembocadura do rio Siriú.



**Figura 10.** Orientação da linha de costa da enseada de Garopaba e sua influência na ação dos ventos de NNE. Notar que a diferença entre a largura do fetch do vento e a largura do pós-praia se torna menor do setor norte da praia do Siriú (A) em direção à praia de Garopaba (C). O perfil batimétrico transversal à linha de costa da barreira do Siriú é indicado em

vermelho. O valor exposto corresponde à inclinação geral. A tabela abaixo da figura apresenta os valores da inclinação da plataforma continental interna em cada segmento definido e derivado. (Fonte: World Imagery – Basemap ESRI, ArcGis™, 2019).



**Figura 11.** Efeito tómbolo ocasionado pela presença de ilha/ilhota próxima à linha de costa. (A) Esquema exibindo o efeito gerado pela ilha na redistribuição das ondas e no transporte de areia ao longo da praia (Fonte: modificado de Davis e Fitzgerald, 2004). (B) Difração e refração das ondas causada pela ilhota do Siriú. Observar o favorecimento da acumulação de areia na zona de sombra (Fonte: Google Earth, 2019).

**Tabela 2.** Medidas da largura do pós-praia e do *fetch* do vento ao longo de pontos realizados nas praias da enseada de Garopaba, do seu extremo norte (1) ao extremo sul (30).

Ponto	Largura pós-praia (m)	Largura <i>fetch</i> (m)	Ponto	Largura pós-praia (m)	Largura <i>fetch</i> (m)	
Praia do Siriú	1	37,8	77,5	Praia de Garopaba	16	23,8
	2	100,0	128,0		17	23,2
	3	98,0	154,0		18	15,7
	4	38,1	61,4		19	27,0
	5	17,2	31,2		20	15,3
	6	31,3	53,0		21	21,0
	7	29,3	56,9		22	34,8
	8	24,9	42,8		23	19,4
	9	35,4	59,4		24	27,2
	10	34,0	64,5		25	21,2
	11	22,6	51,2		26	17,6
	12	24,2	44,5		27	17,0
	13	17,3	29,8		28	19,6
	14	18,5	29,4		29	18,3
	15	25,1	35,3		30	22,0

Assim como observado por Hesp et al. (2006), a orientação da linha de costa em relação aos ventos também compõe um fator importante no padrão de migração do campo de dunas do Siriú. A orientação da linha de costa em relação aos ventos de NE e NNE influencia a efetividade do processo de transporte eólico (CALLIARI et al., 2005; VIANNA; CALLIARI, 2015). Os ventos de NNE apresentaram maior *fetch* no setor norte da enseada de Garopaba (Figura 10), o que aliado a maior disponibilidade de sedimentos nesse setor, devido ao sentido norte dominante da deriva litorânea e ao efeito tómbolo causado pela ilhota do Siriú, parece influenciar de forma

significativa no maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo no setor norte quando comparado à região central da enseada. Além disso, o modelo inicialmente proposto por Hesp (1982) indicou um incremento do transporte eólico em direção ao continente com o aumento da largura da praia, o que é observado no setor norte da praia do Siriú, o qual registrou as maiores larguras de pós-praia (Tabela 2). Davidson-Arnott e Law (1990; 1996) também descreveram a importância da largura da praia como fator controlador no desenvolvimento da duna frontal, atuando em conjunto com a direção do vento e determinando a largura da fonte e a taxa instantânea de transporte de sedimentos para uma dada velocidade de vento.

**Tabela 3.** Dunas frontais ao longo dos perfis de amostragem. O perfil 19 não está na tabela, uma vez que não se verificaram dunas frontais por se tratar da região de desembocadura do canal da laguna, sendo frequentemente retrabalhado. Altura aproximada da duna frontal ( $h_{DF}$ ) expressa em metros (m).

Perfil	$h_{DF}$	Feição	Morfologia	Perfil	$h_{DF}$	Feição	Morfologia
1	2,6	Deposicional	Duna frontal estabilizada	10	1,8	Erosional	Duna frontal escarpada
2	2,5	Erosional	Duna frontal escarpada	11	1,6	Erosional	Duna frontal escarpada
3	2,4	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	12	1,7	Deposicional	Duna frontal estabilizada, feições erosionais locais
4	2,1	Erosional	Duna frontal escarpada	13	2,1	Erosional	Duna frontal escarpada
5	2,4	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	14	1,1	Erosional	Duna frontal escarpada
6	2,2	Erosional	Duna frontal escarpada	15	2,5	Erosional	Duna frontal escarpada
7	2,2	Erosional	Duna frontal escarpada	16	2,7	Erosional	Duna frontal escarpada
8	1,9	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente	17	2,5	Erosional	Duna frontal escarpada
9	2,4	Erosional	Duna frontal escarpada	18	2,6	Deposicional	Duna frontal estabilizada e Duna frontal incipiente

Tal qual no trabalho de Miot da Silva e Hesp (2010), pode-se verificar que a resposta dos processos eólicos é distinta em cada setor das praias da enseada de Garopaba, em razão da orientação da linha de costa e do nível de exposição dessa aos ventos. Essa diferença é esquematizada no modelo da Figura 7. Os ventos de NNE são transversais à costa na região sul da enseada, enquanto no setor central são transversais a longitudinais e de intensidade moderada. Já no setor norte esses ventos são predominantemente longitudinais a levemente transversais com energia moderada.

De maneira geral, o tamanho das dunas frontais diminui do sul da praia do Siriú (perfil 1) para norte até o perfil 14, alternando entre feições deposicionais e erosionais, enquanto do ponto 14 ao 18 prevaleceram feições erosionais e a altura média das dunas tende a aumentar (Tabela 3). Short e Hesp (1982) e Hesp (1988) atribuíram o aumento na altura da duna frontal ao longo da costa ao aumento da exposição à energia do vento. Short (1988) verificou uma relação positiva entre a energia de onda e o tipo e dimensão dos sistemas de dunas, constatando que o tamanho das dunas frontais aumenta com o incremento da energia de onda. A estabilidade das dunas frontais diminui com o acréscimo da energia das ondas, o que é observado no Siriú. O transporte eólico é alto em praias dissipativas devido à maior disponibilidade de sedimentos, maior largura da praia e do *fetch* do vento (MIOT DA SILVA; HESP, 2010). Praias intermediárias de alta energia, como o setor centro-sul da praia do Siriú (Figura 7), apresentam dunas frontais moderadamente estáveis, as quais podem ser escarpadas pela erosão por correntes de retorno, podendo progredir para *blowouts* e dunas parabólicas. Praias dissipativas e intermediárias de alta energia geralmente possuem dunas frontais instáveis, dominadas por sistemas de dunas transgressivas (SHORT; JACKSON, 2013). O setor norte da praia do Siriú é intermediário a dissipativo, possui maior potencial de aporte sedimentar (terminação de um sistema de deriva litorânea e efeito tómbolo) e boa exposição aos ventos de NNE, o que reforça a importância desse setor no desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

Outro fator que pode ter determinado o maior desenvolvimento do campo de dunas transgressivo a partir do setor norte da barreira do Siriú é a sua relação de proximidade com a Serra de Paulo Lopes nesse setor (Figura 1). Em trabalhos futuros, sugere-se a investigação de uma potencial canalização parcial do vento pela Serra de Paulo Lopes e sua consequente aceleração. Hsu (1974; 1977) propôs um modelo de fluxo eólico que indicou que as faces das dunas voltadas para o mar e para o continente apresentam velocidades baixas, enquanto na crista das dunas e na sua porção superior do lado continental são verificadas as velocidades máximas. Arens (1994; 1996) e Arens et al. (1995) também observaram que o fluxo eólico é acelerado topograficamente na crista da duna frontal. Isso nos leva a crer que o embasamento também influencia topograficamente o fluxo eólico, sendo acelerado no topo. Esse “escape” e aceleração do fluxo também poderiam ocorrer, em certa medida, nas “laterais” do embasamento, conforme o ângulo de aproximação do vento atuante. Contudo, estudos aprofundados são necessários para avaliar essa hipótese.

## 5. Conclusões

A barreira holocênica do Siriú se desenvolveu, ao menos em parte, por progradação na forma de um pontal arenoso ancorado em terrenos mais antigos. O canal lagunar acompanhou a progradação longitudinal deste pontal. Seguindo sua formação, o pontal arenoso foi sendo simultaneamente coberto por sedimentos eólicos. Esses depósitos evoluíram formando o campo de dunas transgressivo da área de estudo, o qual se iniciou a partir da coalescência de dunas parabólicas, sendo atualmente ainda alimentado pelos sedimentos do sistema praiar. A evolução da barreira holocênica do Siriú foi condicionada por processos da dinâmica costeira, sobretudo a deriva litorânea, os processos eólicos e a variação da energia das ondas devido às características geomorfológicas da área.

A análise comparativa do tamanho médio dos sedimentos das dunas frontais e do campo de dunas não apresentou gradação relevante, exibindo um padrão homogêneo de distribuição longitudinal. Em algumas regiões da face de praia as frações de areia fina estão sendo removidas pelas ondas e correntes associadas, enriquecendo o local com areia média a grossa, o que se deve ao fato da área estar contida numa enseada, onde mudanças no tamanho médio dos sedimentos são determinadas por fatores como variações longitudinais na energia das ondas.

Apesar da maior frequência dos ventos de SWS, os ventos de NNE se relacionam às classes de velocidade que apresentam maior potencial de transporte de areias. No campo de dunas do Siriú a direção geral de migração está associada especialmente aos ventos de NNE e a resultante do transporte eólico se dá preferencialmente para SWS.

Na enseada de Garopaba o valor geral de declividade da plataforma continental ( $0,13^\circ$ ) se encontra dentro da janela de desenvolvimento de barreiras costeiras e de campos de dunas transgressivos a elas associados. A suave e discreta projeção na linha de costa do Siriú é provavelmente consequência da deposição induzida pelo efeito tómbolo causado pela ilhota do Siriú, a qual parece estar retendo areia no setor centro-norte da praia, como consequência da refração das ondas, aumentando, assim, a disponibilidade de sedimentos arenosos no setor norte da área para o desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

A orientação da linha de costa, em relação às direções dos ventos principais, compõe um fator importante no padrão de migração do campo de dunas do Siriú. Os ventos de NNE apresentaram maior *fetch* no setor norte da enseada de Garopaba, o que aliado a maior disponibilidade de sedimentos nesse setor, devido ao sentido norte dominante da deriva litorânea e ao efeito tómbolo causado pela ilhota, parece influenciar de forma significativa no maior desenvolvimento do campo de dunas a partir dele, quando comparada à região central da enseada. Além disso, há um incremento do transporte eólico em direção à costa com o aumento da largura da praia verificado no norte do Siriú. A resposta dos processos eólicos é distinta em cada setor da enseada de Garopaba em razão da orientação da linha de costa e do seu nível de exposição aos ventos. Os ventos de NNE são transversais a longitudinais e de intensidade moderada no setor central, enquanto no setor norte esses ventos são predominantemente longitudinais a levemente transversais com energia moderada. O norte da praia do Siriú é intermediário a dissipativo, possui maior potencial de aporte sedimentar e boa exposição aos ventos de NNE, o que reforça a importância desse setor no desenvolvimento do campo de dunas transgressivo.

Por fim, concluiu-se que os principais fatores que influenciam o sistema praia-duna da barreira costeira holocênica do Siriú se relacionam aos controles climático (velocidade e direção dos ventos), oceanográfico (deriva litorânea, variação na energia e redistribuição das ondas, e estágio morfodinâmico) e geomorfológico (orientação da linha de costa e possivelmente a proximidade do embasamento cristalino).

**Contribuições dos Autores:** **MRS:** Projeto, definição de materiais e métodos, execução dos trabalhos de campo, análise dos dados, interpretação e redação do artigo; **SRD:** Definição de materiais e métodos, execução dos trabalhos de campo, revisão das interpretações, revisão e edição do artigo; **EGB:** aquisição de dados de campo (GPR), processamento e interpretação, e revisão do artigo.

**Financiamento:** Bolsa de Mestrado do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (**MRS**). Bolsa de Produtividade em Pesquisa (CNPq) (**SRD**).

**Agradecimentos:** Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), órgão auxiliar do Instituto de Geociências da UFRGS. Externa-se, também, um agradecimento aos colegas Débora Watanabe, Mariah Rocha e Caleb Ribeiro pelo auxílio durante os trabalhos de campo. **MRS** agradece ao CNPq pela concessão da Bolsa de Mestrado (Processo 133099/2017-2). **SRD** e **EGB** agradecem ao CNPq pela concessão de suas Bolsas de Produtividade em Pesquisa (Processos 305393/2017-0 e 313716/2020-0).

**Conflito de Interesse:** Declaramos a não existência de conflitos de interesse.

## Referências

1. ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES J.L.M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, p. 711-728, 2014.
2. AMIN JÚNIOR, A.H.; DILLENBURG, S.R. Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 2, n. 1, p. 25-39, 2010.
3. ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, v. 140, p. 141-166, 1997.
4. ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. Relative sea level changes in last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology*, v. 159, p. 323-339, 1999.
5. ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*. v. 25, p. 486-506, 2006.
6. ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.de. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 5, n. 2, p. 1-32, 2014.
7. ÂNGULO, R.J.; Souza, M.C. GIANINI, P.C.F. DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; HESP, P.A.; PESSENDA, L.C.R. Late-Holocene sea levels from vermetids and barnacles at Ponta do Papagaio, 27 50 latitude and a comparison whit Other sectors of Southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, v. 286, 107536, 2022. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107536.
8. ARENS, S.M. *Aeolian processes in the Dutch foredunes*. Thesis (PhD). University of Amsterdam, Amsterdam. 1994. 150p.
9. ARENS, S.M.; VAN KAAM-PETERS, H.M.E.; VAN BOXEL, J.H. Air flow over foredunes and implications for sand transport. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 20, p. 315-332, 1995.
10. ARENS, S.M. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology*, v. 17, p. 339-350, 1996.
11. BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) – a new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, v. 64, p. 646-650, 2011.
12. BARBOZA, E.G.; ROSA M.L.C.C.; CARON, F. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georradar (GPR) nos Depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. *Resumos Expandidos 1*, p. 1-6, 2014a.
13. BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; SILVA, A.B.; TOMAZELLI, L.J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, v. SI 70, p. 687-692, 2014b.
14. BAUER, B.O.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; HESP, P.A.; NAMIKAS, S.L.; OLLERHEAD, J.; WALKER, I.J. Aeolian sediment transport on a beach: surface moisture, wind fetch and mean transport. *Geomorphology*, v. 105, p. 106-116, 2009.
15. BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R. Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. SI 70, p. 205-210, 2014.
16. BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X.da. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, n.16/17, p.117-151, jul. 1965.

17. CALLIARI, L.J.; PEREIRA, P.S.; OLIVEIRA, A.O.; FIGUEIREDO, S.A. Variabilidade das Dunas Frontais no Litoral Norte e Médio do Rio Grande do Sul, Brasil. **Gravel**, v. 3, p. 15-30, 2005.
18. CAMARGO, M.G. 2005. **SYSGRAN - Análises e gráficos sedimentológicos**. Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, versão 3.0. Disponível em: <<http://www.cem.ufpr/sysgran>>.
19. CARUSO JÚNIOR, F. **Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina**. (Texto explicativo e mapa em escala 1:100.000). Brasília: DNPM, 1995. 52p.
20. DANIELS, J.; ROBERTS, R.; VENDL, M. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. **Journal of Applied Geophysics**, v. 33, p. 195-207, 1995.
21. DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; LAW, M.N. 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**. Wiley, London, 1990. p. 177-200.
22. DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; LAW, M.N. Measurement and prediction of long-term sediment supply to Coastal Foredunes. **Journal of Coastal Research**, v. 12, p. 654-663, 1996.
23. DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; YANG, Y.; OLLERHEAD, J.; HESP, P.A.; WALKER, I.J. The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on a beach. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 33, p. 55-74, 2008. DOI: 10.1002/esp.1527
24. DAVIS JR, R.A.; HAYES, M.O. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, v. 60, p. 313-329, 1984.
25. DAVIS, R.A.; FITZGERALD, D.M. **Beaches and Coasts**. Malden: Blackwell Publishing, 2005. 419p.
26. DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tasted by Shoreface Translation-Barrier Model (STM). **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 1, p. 71-81, 2000.
27. DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. Coastal Barriers – An Introduction. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.) **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin, 2009. p. 1-15.
28. DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; AYUP-ZOUAIN, R.N. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S.R.; HESP P.A. (eds.), **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin, 2009. p. 53–91.
29. DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; HESP, P.A.; ROSA, M.L.C.C. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. SI 64, p. 651-655, 2011.
30. DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I.P.; WANLESS, H.R (eds) **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences**. Geological Society of London, Special Publications 388, 2014. p. 333-352.
31. FARINNACCIO, A.; GOYA, S.C.; TESSLER, M.G. Variações da linha de costa nas baías de Santos e São Vicente. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 1, n. 1, p. 42-48, 2009.
32. FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; OLIVEIRA, L.H.S.; DOMINGUEZ, J.M.L. Natural Landscapes Along Brazilian Coastline. In: SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C.; PAISANI, J.C. (eds.) **The Physical Geography of Brazil - Environment, Vegetation and Landscape**. Springer, Berlin, 2019. p. 199-218.
33. FINKELSTEIN, K. Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. **Marine Geology**, v. 47, p. 261-281, 1982.
34. FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-27, 1957.
35. FRYBERGER, S.G.; DEAN, G. Dune forms and wind regime. In: MCKEE, E.D. (ed.) **A study of global sand seas**. US Govt. Printing Office, Geol. Survey Prof. Paper, Washington, 1979. p. 137-170.
36. GABINETE DO PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL DO ESTADO DE SANTA CATARINA – GAPLAN. **Atlas de Santa Catarina**. Governo do Estado de Santa Catarina. Florianópolis: Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral, 1986. 165p.
37. GIANNINI, P.C.F. **Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC**. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1993. 278p.
38. GIANNINI, P.C.F. Complexo lagunar centro-sul catarinense, valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 75, p. 213-222, 2002.
39. GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.M.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.de; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.dos; OLIVEIRA, P.E.de. (eds.) **Quaternário do Brasil**. Holos, Ribeirão Preto, 2005. p. 235-257.
40. GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; TATUMI, S.H. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coastal zone (southern Brazil). **Marine Geology**, v. 237, p. 143-168, 2007.

41. GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; MARTINHO, C.T.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JÚNIOR, D.R.; TANAKA, A.P.B.; MENDES, V.R.; ZULAR, A.; ANDRADE, H.A.A.; FORNARI, M. Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em exemplos brasileiros. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 2011, Armação dos Búzios, RJ. **Anais...** p. 335-339. ISSN: 2318-0986.
42. GROHMANN, C.H.; SAWAKUCHI, A.O. Influence of cell size on volume calculation using digital terrain models: A case of coastal dune fields. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 130-136, 2013.
43. HESP, P.A. **Morphology and Dynamics of foredunes in SE Australia**. Thesis (PhD). Department of Geography, University of Sidney, Sidney. 1982. 397p.
44. HESP, P.A. Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 15-25, 1988.
45. HESP, P.A. The beach backshore and beyond. In: SHORT, A.D. (ed.) **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Wiley, London, 1999. p. 307-333.
46. HESP, P.A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v. 48, p. 245-268, 2002.
47. HESP, P.A.; CASTILHOS, J.A.; MIOT DA SILVA, G.; DILLENBURG, S.R.; MARTINHO, C.T.; AGUIAR, D.; FORNARI, M.; FORNARI, M.; ANTUNES, G. Regional wind fields and dunefield migration, Southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 561-573, 2006. DOI: 10.1002/esp.1406
48. HESP, P.A.; GIANNINI, P.C.F.; MARTINHO, C.T.; MIOT DA SILVA, G.; ASP NETO, N.E. The Holocene barriers systems of the Santa Catarina coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (eds.) **Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer, Berlin, 2009. p. 93-133.
49. HESP, P.A. Conceptual models of evolution of transgressive dune field systems. **Geomorphology**, v. 199, p. 138-149, 2013.
50. HORN FILHO, N.O. Setorização da Província de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, v. 18, n. 35, p. 71-98, 2003.
51. HSU, S.A. Computing eolian sand transport from routine weather data. **Proc. 14th Coastal Engineering Conf. ASCE**, New York. 1974. p. 1619-1626.
52. HSU, S.A. Boundary-layer meteorological research in the coastal zone. In: WALKER, H.J. (ed.) **Geoscience and Man.School of Geoscience**. LSU, Baton Rouge, 1977. p. 99-111.
53. LEANDRO, C.G.; BARBOZA, E.G.; CARON, F.; JESUS, F.A.N. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 162, p. 1-12, 2019.
54. MARINHA DO BRASIL. **Brasil - Costa Sul da Ilha de Coral à Ilha das Araras**. 1956. Escala 1:49.740.
55. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). **Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Geol.**, v. 11, p. 95-124, 1980.
56. MARTINHO, C.T. **Morfodinâmica e sedimentologia de campos de dunas transgressivos da região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004. 108p.
57. MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; HESP, P.A. Morphological and Depositional Facies of Transgressive Dunefields in the Imbituba-Jaguaruna Region, Santa Catarina State, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 673-677, 2006.
58. MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F. Coastal dunefields of south Brazil as a record of climatic changes in the South American monsoon system. **Geomorphology**, v. 246, p. 22-34, 2015.
59. MENDES, V.R.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; DEWITT, R.; ANDRADE, H.A.A. Central Santa Catarina coastal dunefields chronology and their relation to relative sea level and climatic changes. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 79-95, 2015.
60. MILNE, G.A.; LONG, A.J.; BASSET, E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 10-11, p. 1183-1202, 2005.
61. MIOT DA SILVA, G.; HESP, P.; PEIXOTO, J.; DILLENBURG, S.R. Fore dune vegetation patterns and alongshore environmental gradients: Moçambique Beach, Santa Catarina Island, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 1557-1573, 2008. DOI: 10.1002/esp.1633
62. MIOT DA SILVA, G.; HESP, P. Coastline orientation aeolian sediment transport and fore dune and dunefield dynamics of Moçambique Beach, Southern Brazil. **Geomorphology**, v. 120, p. 258-278, 2010.
63. MIOT DA SILVA, G.; MOUSAVI, S.M.S.; JOSE, F. Wave-driven sediment transport and beach-dune dynamics in a headland bay beach. **Marine Geology**, v. 323-325, p. 29-46, 2012.
64. NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66(3-4), 261-330, 2004.
65. ORSELLI, Y. Climatologia. In: GAPLAN-SC. **Atlas de Santa Catarina**. Florianópolis, 1986. p. 38-39.
66. PEARCE, K.I.; WALKER, I.J. Frequency and magnitude biases in the "Fryberger" model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. **Geomorphology**, v. 68, p. 39-55, 2005.
67. PSUTY, N.P. Sediment budget and dune/beach interaction. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 1-14, 1988.

68. PUHL, P.R.; DILLENBURG, S.R. Controles no desenvolvimento dos campos transgressivos de dunas da barreira costeira holocênica, litoral norte do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 45, p. 1-22, 2018.
69. RECH-SILVEIRA, M.. **Caracterização geológica dos depósitos quaternários do entorno da laguna do Macacu, Garopaba, SC, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado). Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2016. 119p.
70. RODRIGUEZ, E.M.G. **Morfologia de Playas en Equilíbrio: Planta y Perfil**. Tese (Doctoramento). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Universidad de Cantabria, Santander. 1995. 270p.
71. ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, v. SI 64, p. 686-690, 2011.
72. ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. High-Frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 183-207, 2017.
73. ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. Wave dominated coasts. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (eds.) **Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1994. p. 121-186.
74. SAWAKUCHI, A.O. **Sistemas deposicionais eólicos na costa centro-sul catarinense: relações com o nível do mar**. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003. 86p.
75. SHORT, A.D.; HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in Southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 48, p. 259-284, 1982.
76. SHORT, A.D. Wave, beach, foredune and mobile dune interactions in southeast Australia. **Journal of Coastal Research**, v. 3, p. 5-9, 1988.
77. SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. London: Wiley, 1999. 419p.
78. SHORT, A.D.; JACKSON, D.W.T. Beach Morphodynamics. In: SHRODER, J.F. (ed.) **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, 2013. p. 106-129.
79. SILVESTER R.; HSU, J.R.C. **Coastal Stabilization: Innovative Concepts**. New Jersey: Prentice Hall, 1993. 578p.
80. STRAHLER, A.N. **Physical Geography**. 3.ed. New York: John Wiley, 1967. 462 p.
81. SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985.
82. TILLMANN, T; WUNDERLICH, J. Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. **Journal of Coastal Research**, v. 65, p. 600-605, 2013.
83. TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. O Cenozoico costeiro do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. UFRGS, Porto Alegre, 2000. p. 375-406.
84. TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.da. Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itapeva, Litoral Norte do Rio Grande do Sul. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 35, n. 2, p. 47-55, 2008.
85. VIANNA, H.D.; CALLIARI, L.J. Variabilidade do sistema praia-dunas frontais para o litoral norte do Rio Grande do Sul (Palmares do Sul a Torres, Brasil) com o auxílio do *Light Detection and Ranging – Lidar*. **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 2, p. 141-158, 2015.
86. VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, J. (ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. A.A. Balkema Publishers, Hungary, 1986. p. 79-94.
87. VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul**. **Notas Técnicas**. CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, n. 8, 1995. 45 p.
88. WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class term for clastic sediments. **Journal of Geology**, v. 30, p. 377-392, 1922.
89. WRIGHT, L.D.; THOM, B.G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, v. 1, p. 412-459, 1977.
90. YASSO, W.E. Plan geometry of headland-bay beaches. **Journal of Geology**, v. 73, p. 702-714, 1965.
91. Lakes Environmental. **WRPLOT View™ - Freeware**. 2019. Disponível em: <<http://www.weblakes.com/lakewrpl>>



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.