

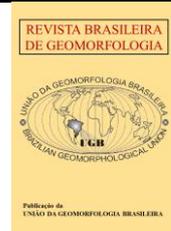


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, nº 1 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2223>



Artigo de Pesquisa

Geomorfologia e padrões de empilhamento da barreira holocênica no Litoral Norte do Rio Grande do Sul

Geomorphology and stacking patterns of the Holocene barrier in the northern Rio Grande do Sul coast

Débora Sayuri Zanchi Watanabe¹, Eduardo Guimarães Barboza², Maria Luiza Correa da Camara Rosa³, Sérgio Rebello Dillenburg⁴, Felipe Caron⁵, Matias do Nascimento Ritter⁶, Volney Junior Borges de Bitencourt⁷ e Rogério Portantoli Manzolli⁸

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Brasil.
deborasayuri_@hotmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0067-0752>

² 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>

³ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Porto Alegre, Brasil.
luiza.camara@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1963-4842>

⁴ 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>

⁵ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos, Imbé, Brasil.
felipe.caron@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0295-7183>

⁶ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos, Imbé, Brasil.
matias.ritter@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8150-4443>

⁷ Instituto do Meio Ambiente de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil. volneybitencourt@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1004-5179>

⁸ Universidad Autónoma de Madrid, Departamento de Geología y Geoquímica, Madrid, Espanha. rogerio.manzolli@uam.es
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0223-5634>

Recebido: 20/04/2022; Aceito: 12/12/2022; Publicado: 10/03/2023

Resumo: Barreiras costeiras podem exibir uma variedade de características estratigráficas e morfologias, refletindo os fatores condicionantes da sua formação e desenvolvimento atuantes em diferentes escalas temporais (secular e milenar) e espaciais, determinando padrões de empilhamento estratigráfico distintos. Neste trabalho, investiga-se a barreira holocênica no litoral norte do Rio Grande do Sul, entre o balneário de Dunas Altas e a praia de Xangri-Lá, com o objetivo de analisar em detalhe a extensão e as características dos setores que apresentam padrões de empilhamentos estratigráficos progradaçãois e retrogradaçãois. Assim, perfis de Georadar (GPR) foram adquiridos perpendicularmente à linha de costa, ao longo de 65 km. Uma sondagem SPT (*Standard Penetration Test*) foi realizada até 20,45 m de profundidade e a análise morfológica da barreira holocênica foi conduzida através de modelo digital de superfície (TanDEM-X). Definiram-se intercalações longitudinais no padrão de empilhamento estratigráfico da barreira. Dunas Altas apresenta um padrão de empilhamento estratigráfico progradaçãoal. Em Quintão, 6,5 km ao norte, a barreira muda seu padrão de empilhamento estratigráfico para retrogradaçãoal. Esse padrão se mantém até Tramandaí Sul, onde se altera para progradaçãoal em um intervalo de 1 km,

mantendo-se assim até Xangri-Lá. A delimitação dos padrões de empilhamento estratigráfico distintos possibilitou o entendimento do comportamento da barreira em uma escala de longo período, representando também uma importante contribuição à gestão costeira, principalmente no que diz respeito à delimitação de setores com comportamento erosivo.

Palavras-chave: Georadar (GPR); barreira costeira; sistema lagunar; evolução costeira.

Abstract: Coastal barriers can exhibit an array of stratigraphies and morphologies reflecting the drivers acting during their evolution in different temporal (secular and millennial) and spatial scales, leading to distinct stacking patterns. In this work, the Holocene coastal barrier in the northern coast of Rio Grande do Sul is investigated between Dunas Altas and Xangri-Lá aiming a detailed analysis of the extension and characteristics of progradational and retrogradational sectors. In order to do so, GPR sections were collected along 65 km of the barrier. A drillhole (20,45 m depth) was acquired and a morphological analysis was conducted through digital surface model (TanDEM-X). An alternation in the barrier stacking patterns was defined. Dunas Altas shows a progradational pattern. At Quintão, 6,5 km northwards, the barrier changes to a retrogradational pattern, which is maintained until South Tramandaí, where it changes quickly to a progradational pattern in a 1 km stretch of coast, keeping this stacking pattern until Xangri-Lá. The delimitation of distinct stacking patterns contributes to the understanding of the long-term barrier behavior and supports coastal management mainly regarding the delimitation of erosive sectors.

Keywords: Ground Penetrating Radar (GPR); coastal barrier; lagoonal system; coastal evolution.

1. Introdução

Barreiras costeiras representam uma divisão entre ambientes terrestres e marinhos, atuando como limites fisiográficos, hidrográficos e ecológicos (OTVOS, 2012). São o mais importante sistema deposicional de costas de baixo gradiente dominadas por ondas e podem exibir uma variedade de morfologias e características estratigráficas (DILLENBURG; HESP, 2009), marcadas por diferentes padrões de empilhamento estratigráfico, *i.e.*, progradacional (linha de costa regressiva), retrogradacional (linha de costa transgressiva) e agradacional (linha de costa estacionária) (MORTON, 1994; THOM *et al.*, 1992; ROY *et al.*, 1994; HESP *et al.*, 2009; DILLENBURG; HESP, 2009; BARBOZA *et al.*, 2011; OTVOS, 2012).

Fatores como a topografia antecedente e aqueles relacionados com a dinâmica costeira como ondas, ventos, clima, deriva litorânea e estoque de sedimentos atuam moldando as barreiras costeiras e agindo em diferentes escalas temporais e espaciais (COWELL; THOM, 1994; DILLENBURG; HESP, 2009; GALLOP *et al.*, 2015; HOUSER *et al.*, 2020). Assim, as barreiras costeiras ficam sujeitas à ação de eventos episódicos extremos como tempestades (BARLETTA; CALLIARI, 2003; HOUSER; HAPKE; HAMILTON, 2008; MASSELINK; VAN HETEREN, 2014; BURVINGT *et al.*, 2017; GOSLIN; CLEMENSEN, 2017; OLIVEIRA *et al.*, 2019; CARMONA *et al.*, 2020) e àqueles que atuam em longos períodos, condicionando seu padrão de empilhamento (BARBOZA *et al.*, 2018; RAFF *et al.*, 2018; BITENCOURT *et al.*, 2020).

Diversos estudos de evolução costeira classificam diferentes barreiras costeiras com padrão de empilhamento estratigráfico progradacional (HESP, 1984; RINK; LOPEZ, 2010; GUEDES *et al.*, 2011; REIMANN *et al.*, 2011; OLIVER *et al.*, 2015; DILLENBURG *et al.*, 2017; BEZZI *et al.*, 2019; CARVALHO *et al.*, 2019; FRUERGAARD *et al.*, 2019; SUURSAR *et al.*, 2019; BITENCOURT *et al.*, 2020), com padrão de empilhamento estratigráfico retrogradacional (SCHWAB *et al.*, 2000; TIMMONS *et al.*, 2010; LIMA *et al.*, 2013; OTVOS; CARTER, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2019; BITENCOURT *et al.*, 2020; CARMONA *et al.*, 2020) e com padrão de empilhamento estratigráfico agradacional (SIMMS *et al.*, 2006; BARBOZA *et al.*, 2011; OTVOS; CARTER, 2013; DILLENBURG *et al.*, 2007, 2013). Esses padrões são um reflexo das interações entre controles alogênicos, relacionados principalmente à mudança no nível de base, e autogênicos, ou seja, aqueles ligados aos processos locais da dinâmica costeira, podendo resultar em barreiras que exibem setores contemporâneos com padrões de empilhamentos estratigráficos opostos (uma condição diácrona) (TIMMONS *et al.*, 2010; ROSA *et al.*, 2017; BARBOZA *et al.*, 2018; RAFF *et al.*, 2018; SEYMOUR *et al.*, 2019; BITENCOURT *et al.*, 2020).

Setores com padrão de empilhamento estratigráfico retrogradacional representam potenciais problemas socioeconômicos devido aos processos erosivos que atuam sobre a linha de costa e áreas urbanizadas adjacentes. Dessa forma, o entendimento do comportamento de longo período de uma barreira costeira, ilustrado através do seu padrão de empilhamento estratigráfico, torna-se um fator essencial para o gerenciamento costeiro (SWANEY

et al., 2012; GALLOP *et al.*, 2015; MENTASCHI *et al.*, 2018; OLIVEIRA *et al.*, 2019; LANDRY; SHONKWILER; WHITEHEAD, 2020), principalmente pela possível intensificação dos processos erosivos em um cenário de mudanças climáticas (McNAMARA *et al.*, 2015; MENTASCHI *et al.*, 2018; LANDRY; SHONKWILER; WHITEHEAD, 2020).

Entre o Balneário de Dunas Altas e a praia de Xangri-Lá, no norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), sul do Brasil, a barreira holocênica mostra uma alternância entre os padrões de empilhamento estratigráficos progradacional e retrogradacional (DILLENBURG *et al.*, 2000, 2009; TRAVESSAS *et al.*, 2005; BARBOZA *et al.*, 2011). Este estudo investiga a morfologia da barreira holocênica e características dos seus padrões de empilhamento estratigráfico ao longo de 65 km de extensão do setor norte da PCRS.

2. Área de Estudo

2.1 Contexto Geológico

A área de estudo encontra-se inserida na porção norte da PCRS, compondo parte da porção emersa da Bacia de Pelotas (Figura 1). Essa planície apresenta uma morfologia correspondente ao desenvolvimento de um sistema de leques aluviais e quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, formados durante fases transgressivas e regressivas vinculadas a ciclos glácio-eustáticos ocorridos durante o Quaternário (VILLWOCK *et al.*, 1986). Recentemente, foi demonstrada a existência de depósitos sedimentares de uma quinta barreira costeira, não aflorante, cuja formação estaria relacionada ao Estágio Marinho Isotópico 3 (MIS 3) (DILLENBURG *et al.*, 2020). Esses sistemas evoluíram devido à combinação de processos alogênicos e autogênicos, condicionados por uma herança tectônica (ROSA *et al.*, 2009), pela topografia antecedente (DILLENBURG *et al.*, 2000) e processos relacionados à dinâmica costeira (TOLDO JR. *et al.*, 2005; DILLENBURG *et al.*, 2000, 2009; MARTINHO; DILLENBURG; HESP, 2009, 2010; DILLENBURG; BARBOZA, 2014; ROSA *et al.*, 2017).

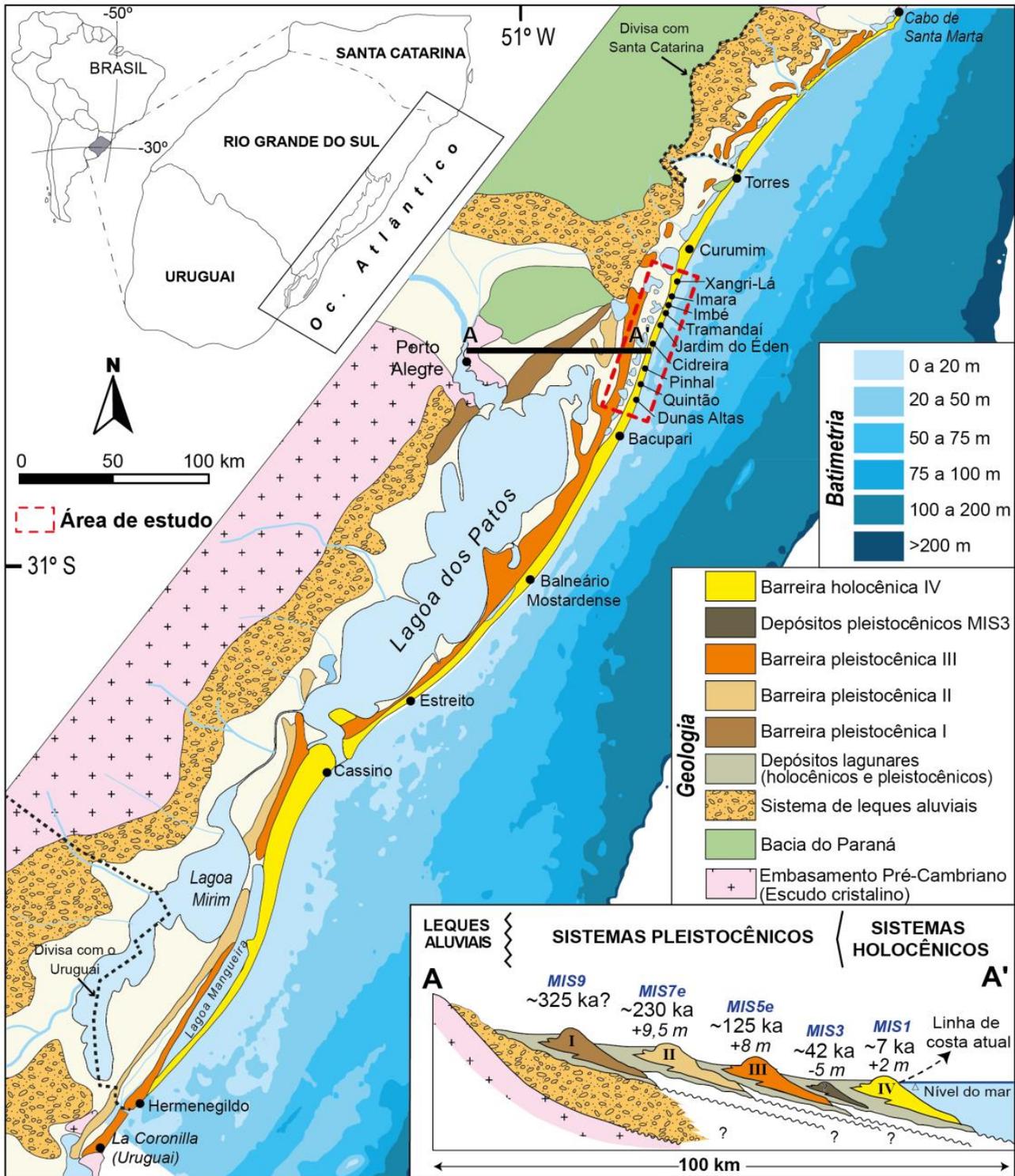


Figura 1. Porção emergida da Bacia de Pelotas, incluindo a delimitação simplificada dos depósitos sedimentares que compõe a PCRS. No Perfil A-A', o posicionamento do sistema de leques aluviais e sistemas laguna-barreira pleistocênicos e holocênico. A área de estudo está demarcada pelo retângulo tracejado em vermelho, se estendendo de Dunas Altas à Xangri-Lá (Modificado de Bittencourt *et al.*, 2020).

Os sistemas deposicionais laguna-barreira são espacialmente e cronologicamente dispostos em sentido leste, como parte de uma sequência deposicional degradacional (ROSA *et al.*, 2017). Quatro deles são de idade pleistocênica (sistemas I a III, incluída aqui a barreira relacionada ao MIS 3) e o mais novo é representado pela barreira holocênica (Barreira IV), desenvolvida durante e após o máximo relativo alcançado pelo nível do mar no Holoceno (~2,0 m), ocorrido em torno de 5 ka (BARBOZA *et al.*, 2021a; ANGULO *et al.*, 2022). A barreira holocênica

é suavemente ondulada, consistindo em projeções e em embaiamentos com tendência a padrões de empilhamentos estratigráficos retrogradacionais e progradacionais (DILLENBURG *et al.*, 2000; BARBOZA *et al.*, 2011a; ROSA *et al.*, 2017). A costa é orientada de forma NE-SW, contínua, ocorrendo conexão do sistema lagunar atual com o mar apenas nos canais da Laguna de Tramandaí e da Laguna dos Patos em Rio Grande (DILLENBURG *et al.*, 2009; DILLENBURG; BARBOZA, 2014). Atualmente, não ocorre alimentação arenosa proveniente de canais fluviais ao longo da Barreira IV, uma vez que a carga sedimentar é retida nas lagoas e lagoas presentes na retaguarda da barreira (TOMAZELLI *et al.*, 1998). Os canais lagunares transferem essencialmente sedimentos lamosos ao sistema costeiro marinho, sendo a progradação do sistema, observada em alguns segmentos da barreira, resultante de sedimentos provenientes da plataforma continental e da erosão das projeções costeiras (DILLENBURG *et al.*, 2000).

O setor entre as localidades de Dunas Altas e de Xangri-Lá está compreendido dentro dos setores da barreira holocênica classificadas como “barreira regressiva de Torres à Tramandaí” e “transgressiva/estacionária de Tramandaí à Mostardas” (DILLENBURG *et al.*, 2000, 2009; TRAVESSAS; DILLENBURG; CLEROT, 2005). Em superfície, setores com comportamento retrogradacional são, em geral, distintos pelos campos de dunas transgressivos e por lagoas com perfil assimétrico, com a presença de turfas e de lamias lagunares aflorando na posição de estirâncio e do pós-praia (TOMAZELLI *et al.*, 1998; TRAVESSAS; DILLENBURG; CLEROT, 2005; BARBOZA; ROSA, 2014; ROSA *et al.*, 2016). Nos setores progradacionais, a barreira tende a apresentar cordões de dunas frontais e lençóis de areias transgressivos (DILLENBURG; BARBOZA, 2009; DILLENBURG *et al.*, 2000, 2009; HESP *et al.*, 2005, 2007; BARBOZA *et al.*, 2011, 2013, 2014; BARBOZA; ROSA, 2014; SILVA; BARBOZA; ROSA, 2014; DILLENBURG *et al.*, 2017).

2.2 Contexto climático e oceanográfico

O clima da região é classificado como subtropical e constantemente úmido (Cfa), de acordo com Köppen, sendo a temperatura média anual entre 16° e 18°C e a precipitação anual de 1300 a 1900 mm, igualmente distribuída ao longo do ano (ALVARES *et al.*, 2013). Precipitações mais fortes ocorrem no litoral norte, entre Torres e Tramandaí, devido à influência de terras altas mais próximas à costa (DILLENBURG *et al.*, 2009). O vento dominante é proveniente de NE, embora os de S-SW-W sejam os de maior velocidade e associados com tempestades (BARBOZA; ROSA, 2014).

A plataforma continental do Rio Grande do Sul é ampla, variando de 100 a 200 km, rasa (100 a 140 m de profundidade) e de suave inclinação (entre 0,03° e 0,08°), formada pela deposição de grande quantidade de sedimentos clásticos pós-rift (DILLENBURG *et al.*, 2000, 2009; TOLDO JR. *et al.*, 2006).

A costa é exposta às ondas dominantes provenientes de SW, S e SE, ocasionando uma deriva litorânea predominante para NE (TOMAZELLI; VILLWOCK, 1992; TOLDO JR *et al.*, 1993; CALLIARI; TOLDO JR, 2016). Devido a uma plataforma mais ampla e menos íngreme, de Imbé a Torres, as ondas perdem a energia ao atingir a costa. Por outro lado, do Balneário Mostardense a Imbé, a plataforma continental interna é mais estreita e íngreme, acarretando uma maior energia de ondas e taxas de transporte de sedimentos na costa (LIMA; ALMEIDA; TOLDO, 2001; MARTINHO; HESP; DILLENBURG, 2010). A altura significativa de onda é de 1,5 m e o regime de maré é classificado como micromaré (variação de 0,5 m) semidiurna.

3. Materiais e Métodos

3.1 Análise morfológica

Os dados foram analisados em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica) utilizando o *software* ArcMap™10.5. As imagens de satélite utilizadas como base para a produção dos mapas foram obtidas pelo GeoCatálogo do MMA (Catálogo de imagens de satélite *Rapideye* do Ministério do Meio Ambiente), do recurso *Basemap* do ArcMap™ (*World Imagery*– ESRI®) e, de forma auxiliar, foram utilizadas imagens provenientes do *software* Google™ Earth. Também foram utilizados o Modelo Digital de Superfície (MDS) TanDEM-X, de 0,4 arco-segundos de resolução espacial (~12 m), para a produção de perfis altimétricos da barreira holocênica ao longo da área de estudo.

3.2 Georadar (GPR)

Foram adquiridas dez seções de GPR perpendicularmente à linha de costa (direção NW-SE), ao longo de 65 km, nas seguintes localidades: Dunas Altas, Quintão (Material suplementar 1), Pinhal (Material Suplementar 2), Cidreira, Jardim do Éden, Tramandaí, Imbé, Imara (Material suplementar 3) e Xangri-Lá.

O método utilizado na aquisição foi o *Common Offset*, de acordo com Barboza, Rosa e Caron (2014), com aquisição em tempo de 900 ns. Os sistemas de aquisição utilizados foram compostos por um coletor *Cobra Plug-In GPR* (*Radarteam Sweden AB*) com antena aérea SUBECHO SE-70, de frequência central de 80 MHz, e por um coletor SIR-3000 GSSI™ (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) com antena de contato de 270 MHz, blindada. Os sistemas de GPR foram conectados a um receptor GNSS (*Global Navigation Satellite System*) TRIMBLE® Pro-XRT, permitindo aquisição de dados topográficos em tempo real. A constante dielétrica utilizada para a conversão do tempo foi 10, valor validado de acordo com a litologia presente em furos de sondagem na área, predominantemente arenosa com presença de lamias, e de acordo com Dillenburg *et al.* (2011).

Os dados de GPR foram processados por meio dos softwares RADAN™ (GSSI –*Geophysical Survey Systems, Inc.*), Prism®2.5 (*Radar Systems, Inc.*) e Reflex-Win® (*Sandmeier Geophysical Research*), aplicando-se remoção de ruídos de fundo (constantes), filtro trapezoidal de passa bandas, ajuste do ponto zero e ganho. A análise de traços foi utilizada para validar os ambientes deposicionais classificados de acordo com Leandro *et al.* (2019), e os perfis foram corrigidos topograficamente usando as altimetrias obtidas com o GNSS pós processado. As seções de GPR adquiridas em Quintão, Pinhal, Tramandaí Sul e Imara não foram corrigidas topograficamente devido ao caráter plano do local de coleta (greide colado).

A interpretação dos dados em elementos arquiteturais e em ambientes deposicionais foi conduzida de acordo com o método sismoestratigráfico (PAYTON, 1977) adaptado ao GPR (NEAL, 2004), baseando as delimitações em geometria dos pacotes, superfícies e terminações das reflexões (*onlap, toplap, downlap* e truncamentos) (MITCHUM; VAIL; SANGREE, J.B, 1977).

3.3 Sondagem SPT e datação

A sondagem PC01 foi executada em Jardim do Éden através da técnica SPT (*Standart Penetration Test*), atingindo a profundidade de 20,45 m. As perfurações foram feitas por percussão simples com auxílio de circulação de água e protegidas por um revestimento de 2 ½". Durante o ensaio de penetração indicou-se o número de golpes de um soquete de 65 kg, que cai por gravidade de uma altura de 75 cm. A descrição das colorações das litologias amostradas seguiu o guia de cores Munsell Rock-Colour Chart (2009). A granulometria e o grau de compactação foram obtidos com base no relatório de sondagem, onde consta o gráfico indicativo do número de golpes necessários para penetração de 30 cm do amostrador. As litologias descritas também proveram subsídios para interpretação e para correlação estratigráfica com os dados de GPR. Foram coletadas conchas de *Mastra patagonica*, sendo selecionados exemplares não fragmentados (pouco retrabalhados), totalizando uma amostra de 9,6 mg, para realização da datação AMS por C¹⁴ pelo laboratório *Beta Analytic Inc.*

4. Resultados

4.1. Análise Morfológica

Os perfis topográficos executados a partir do MDS TanDEMx, associados ao posicionamento das seções de GPR, são apresentados na Figura 2. Observa-se uma tendência de maior extensão e de maior altitude das barreiras costeiras de Dunas Altas ao Jardim do Éden quando comparadas às dimensões das barreiras costeiras de Tramandaí à Xangri-Lá, ou seja, uma tendência de diminuição de volume de areia do setor sul, recoberto por campos de dunas transgressivos, para o norte com recobrimento de lençóis de areias transgressivos.

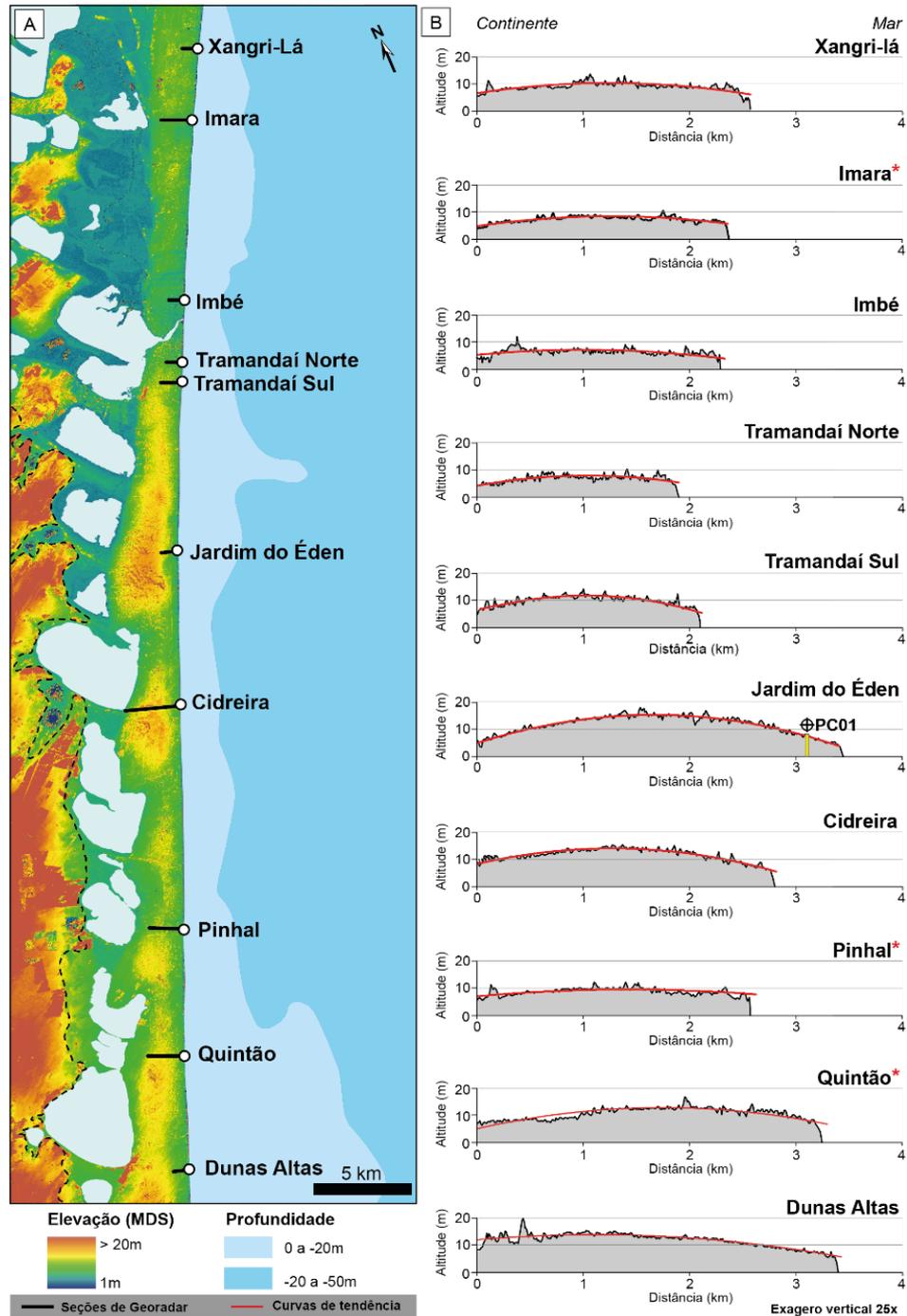


Figura 2. (A) Modelo Digital de Superfície (MDS) e localidades onde foram coletadas as seções de GPR (linhas pretas). A linha tracejada no MDS define o contato dos depósitos holocênicos lagunares com a barreira pleistocênica III. (B) Perfis topográficos da barreira produzidos a partir do MDS e localização do furo de sondagem PC01. As linhas vermelhas marcam as curvas de tendência da topografia. As seções de GPR coletadas nas localidades indicadas com um asterisco vermelho se encontram no material suplementar.

4.2 Georadar (GPR)

Nas seções de GPR foram identificadas cinco radarfácies (Rf) distintas, sendo estas interpretadas como: I- depósitos do substrato pleistocênico (não interpretados); II- depósitos lagunares, referentes aos depósitos de fundo, margem e deltas lagunares; III- depósitos eólicos; IV- depósitos praias, incluindo pós-praia, estrâncio e antepraia; V- depósitos relacionados a paleocanais (canais, preenchimento de canais e superfícies erosivas).

Radarfácies I: Essa radarfácies foi interpretada como correspondente aos depósitos pleistocênicos. À exceção de Dunas Altas (Figura 3), apresentam uma grande quantidade de atenuação com amplitude baixa a muito baixa, assinatura comum dos depósitos pleistocênicos na PCRS (BITTENCOURT *et al.*, 2020; BARBOZA *et al.*, 2021b), uma condição decorrente da diagênese e cimentação incipiente nesses depósitos (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2005). As reflexões apresentam forma sinuosa, mergulho multidirecional e relação entre refletores caótica e descontínua. Dunas Altas apresenta reflexões com amplitude alta, planares, unidirecionais (mergulho para SE), oblíquas a paralelas e contínuas. Essa radarfácies se inicia em profundidades que variam de -5 a -18 m de altitude.

Radarfácies II: Foi interpretada como depósitos lagunares, incluindo os depósitos de fundo, margem e delta lagunar. As reflexões de fundo lagunar se apresentam com alta amplitude, planares a levemente sinuosas, horizontais a sub-horizontais (baixo ângulo), paralelas, contínuas a descontínuas. Já as reflexões de margem lagunar são de alta amplitude, planares a levemente sinuosas, com mergulhos no sentido SE ou NW, oblíquas e contínuas. As reflexões relacionadas aos depósitos de deltas lagunares possuem amplitude alta, forma sigmoidal, unidirecionais (mergulho no sentido do continente - NW), oblíquas a tangenciais e contínuas. As reflexões interpretadas como depósitos lagunares são encontradas de forma expressiva entre as localidades de Dunas Altas e Tramandaí Sul (Figuras 3 a 6). Essa radarfácies se iniciam em altitudes que variam de 4 a -1 m de altitude.

Radarfácies III: Representa os depósitos eólicos. Apresenta amplitude variável, sinuosa a convexa, multidirecionais, caóticas e descontínuas. Ocorre entre as altitudes de 12 e 1 m. Encontra-se no topo das seções, recobrendo os demais depósitos e é correspondente aos campos de dunas transgressivos.

Radarfácies IV: Possui alta amplitude, seus refletores são planares, unidirecionais, oblíquos a paralelos e contínuos. É interpretada como depósitos praias. Essa radarfácies se inicia entre 4 e -6 m de altitude.

Radarfácies V: É interpretada como depósitos relacionados aos paleocanais. Apresenta reflexões com amplitude variável, usualmente alta nas bordas e variando de alta a baixa no preenchimento do canal, forma côncava, mergulho bidirecional nas bordas e horizontal a obliquo nas porções centrais, reflexões únicas ou paralelas, contínuas a descontínuas. É destoante no registro de subsuperfície por ser composta por superfícies côncavas e truncamentos erosivos, sendo identificada nas localidades de Tramandaí Norte (Figura 7), Imbé (Figura 8) se estendendo até Imara (Material Suplementar 3). É encontrada a partir de 2 m de altitude.

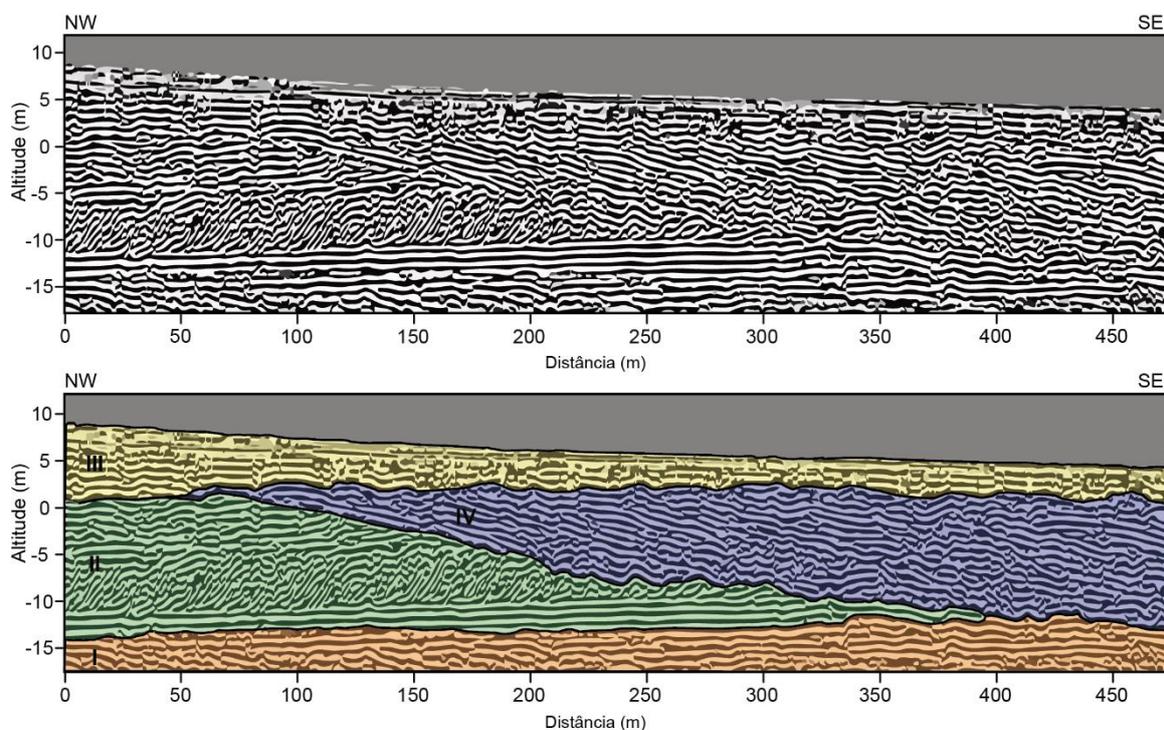


Figura 3. Seção de GPR em Dunas Altas, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 80 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos; IV- Depósitos praias.

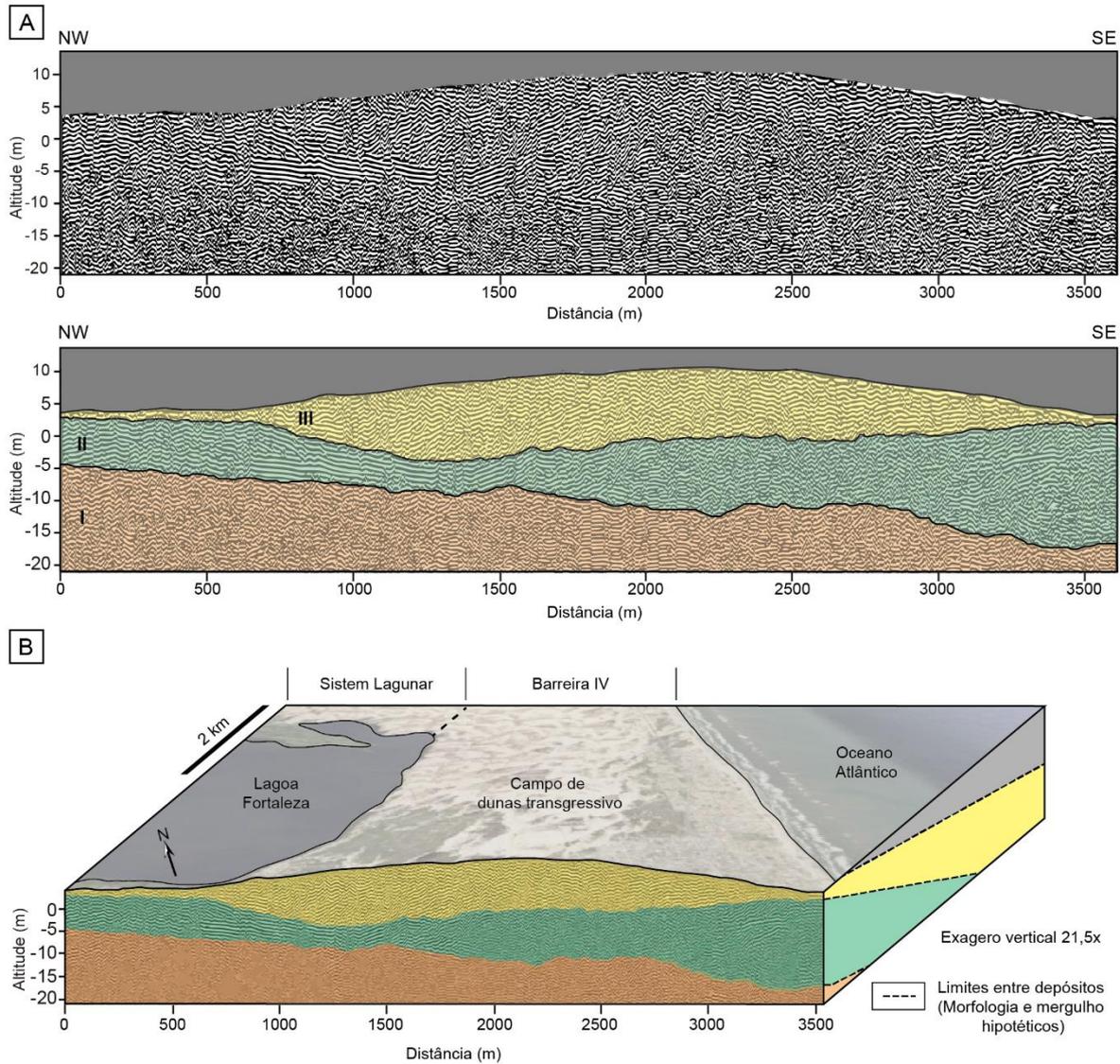


Figura 4. (A) Seção de GPR em Cidreira, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 80 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos. (B) Relação da morfologia da barreira holocênica com a configuração atual do sistema lagunar e depósitos eólicos. Pode ser observada conjuntamente com o padrão de empilhamento estratigráfico em subsuperfície.

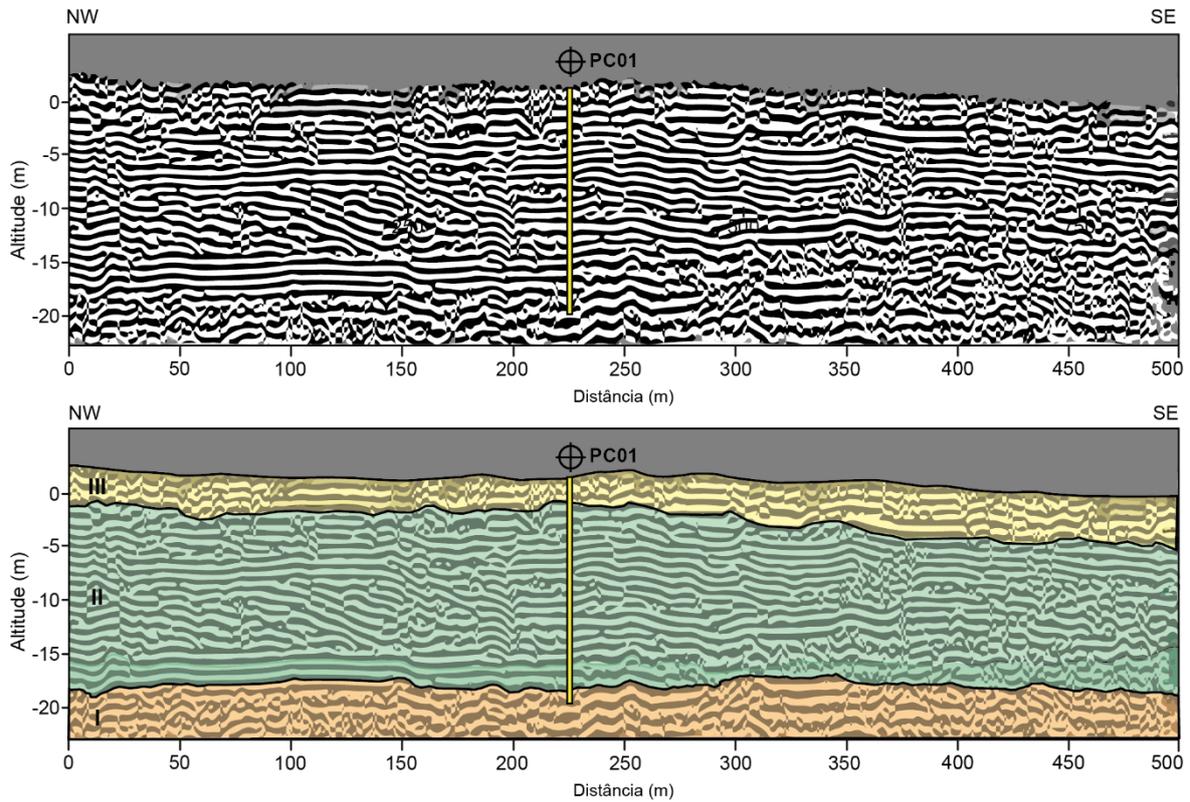


Figura 5. Seção de GPR em Jardim do Éden, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 80 MHz e localização da sondagem PC01. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos.

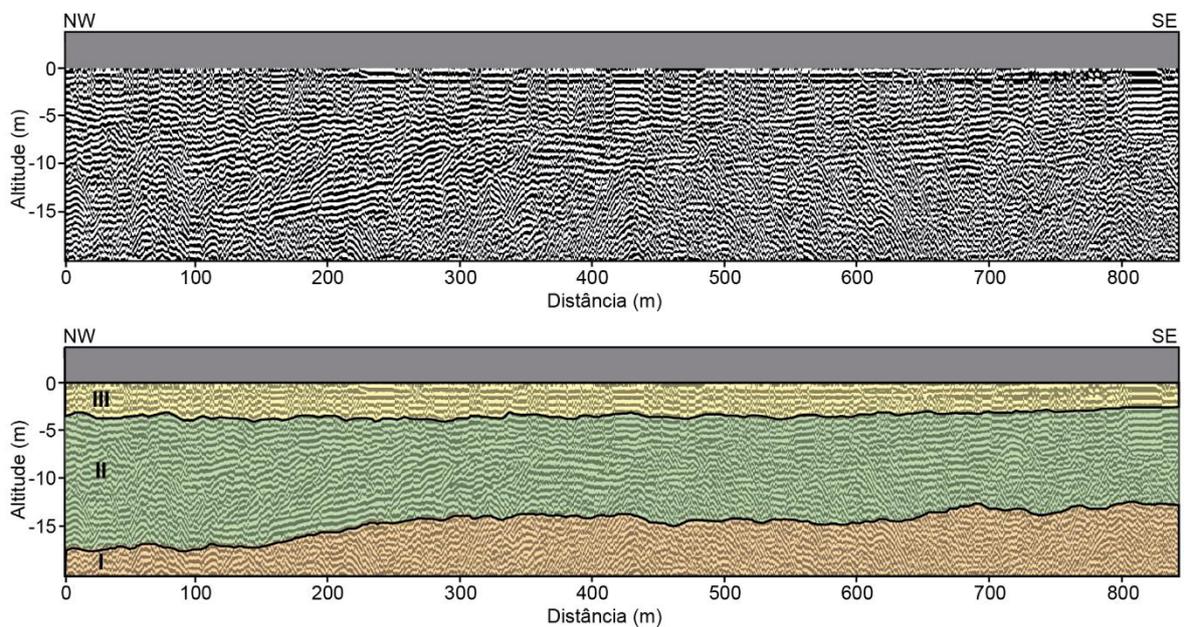


Figura 6. Seção de GPR em Tramandaí Sul, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 80 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos. Essa seção não apresenta correção topográfica.

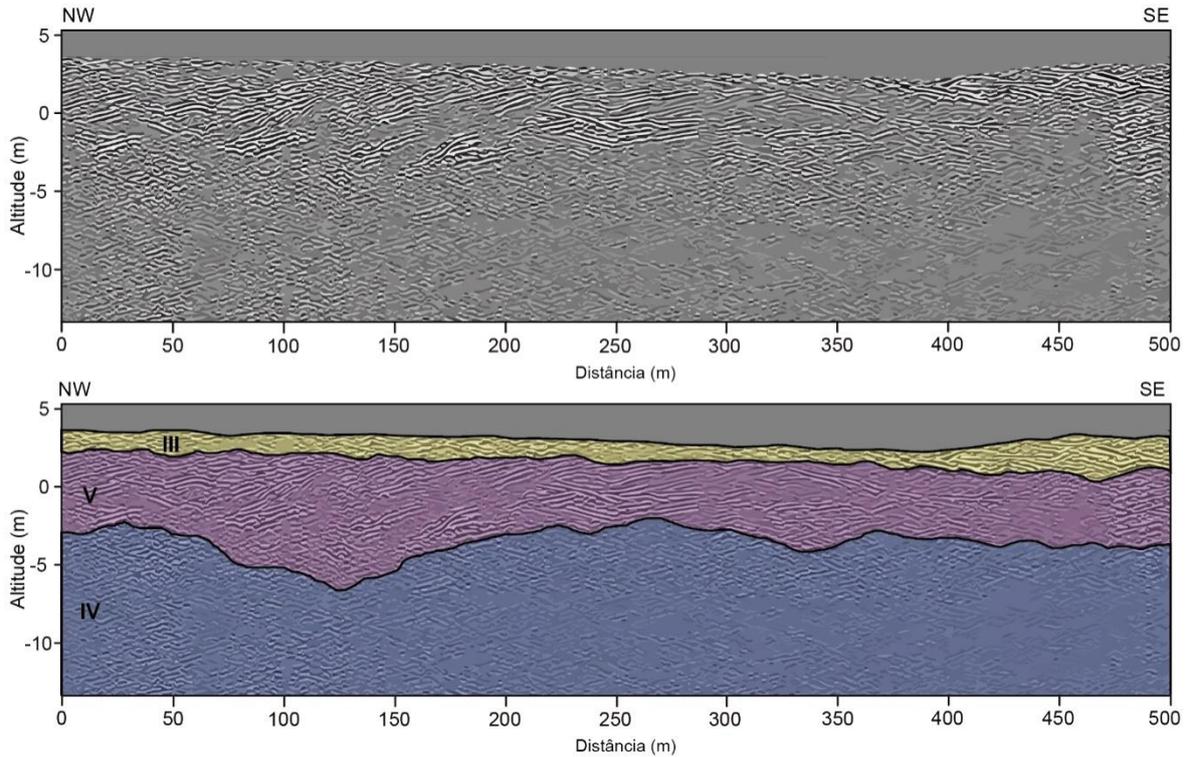


Figura 7. Seção de GPR em Tramandaí Norte, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. III- Depósitos eólicos; IV- Depósitos praias; V- Depósitos relacionados aos paleocanais.

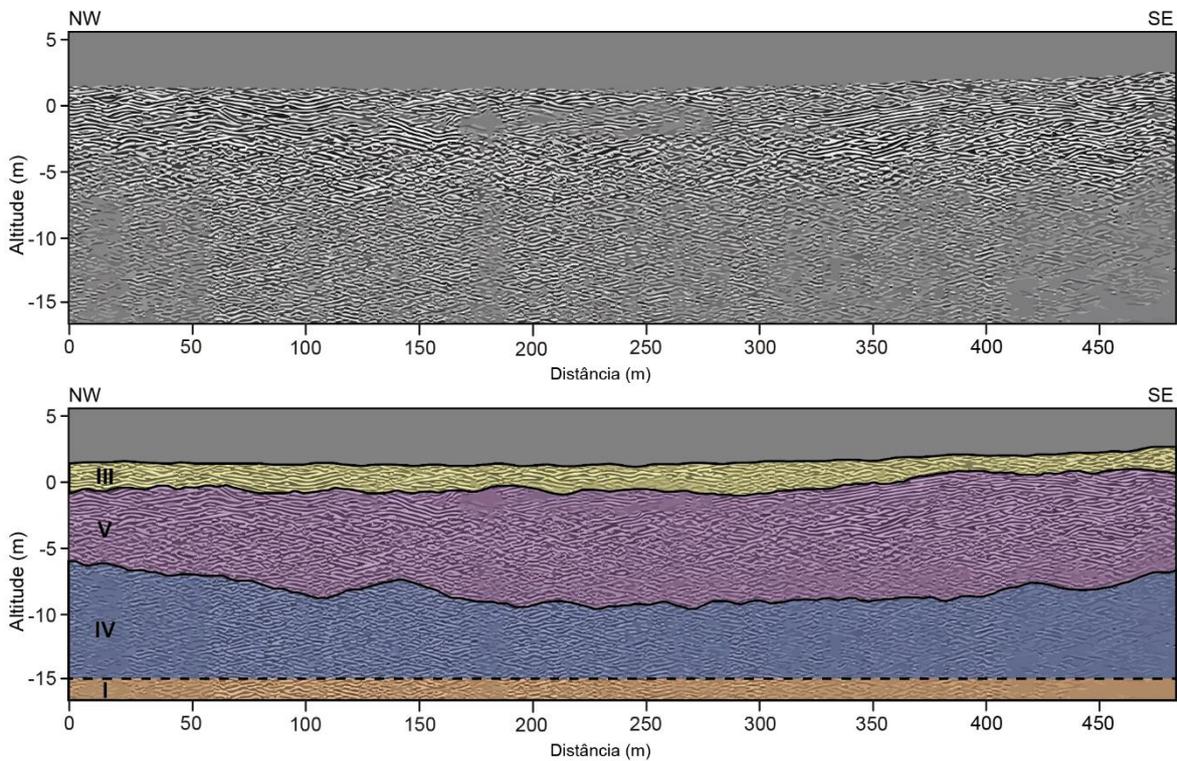


Figura 8. Seção de GPR em Imbé, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; III- Depósitos eólicos; IV- Depósitos praias; V- Depósitos relacionados aos paleocanais. A linha tracejada marca a estimativa de contato com o substrato pleistocênico com base na profundidade média em que esses depósitos se encontram.

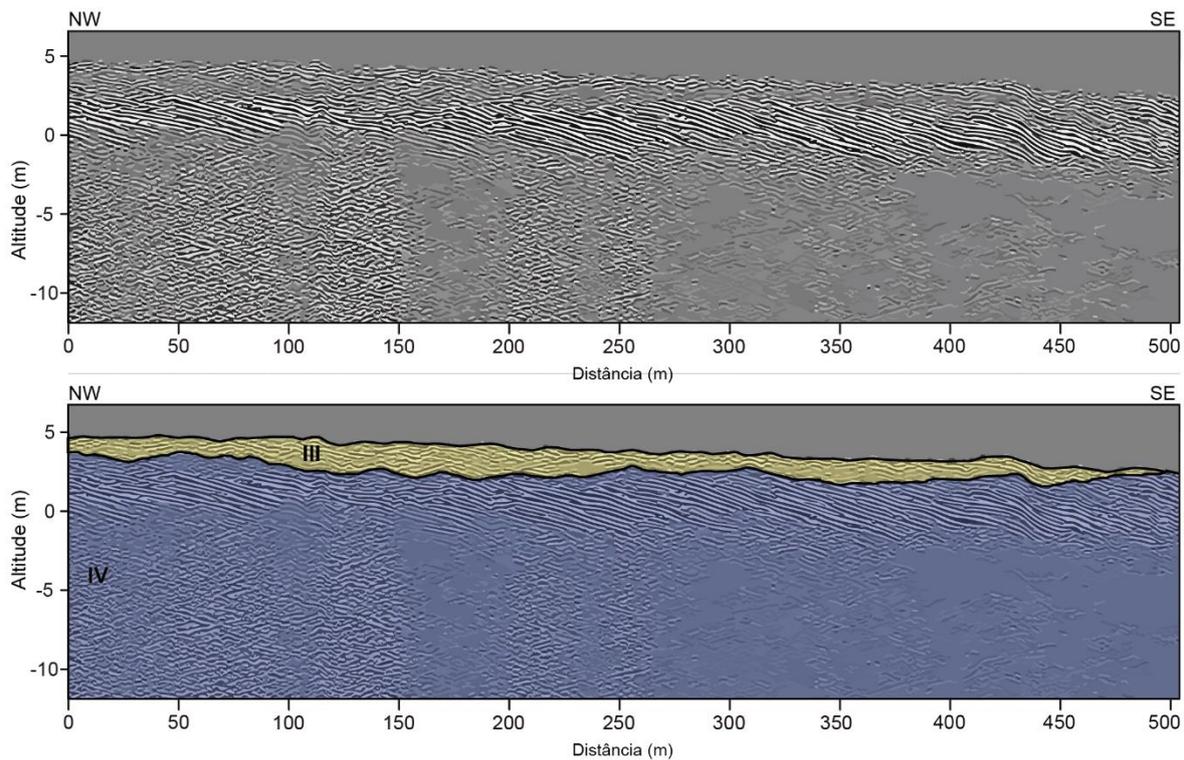


Figura 9. Seção de GPR em Xangri-Lá, processada e interpretada, obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. III- Depósitos eólicos; IV- Depósitos praiais.

4.3 Sondagem e datação

Embora o método de sondagem SPT não permita a preservação e, conseqüentemente, a visualização de estruturas sedimentares, uma delimitação de fácies pode ser realizada a partir da caracterização dos materiais obtidos através da sondagem PC01 (Figura 10), em conjunto com a observação dos depósitos interpretados através das radarfácies descritas para a seção de Jardim do Éden (Figura 5). As fácies são especificadas abaixo:

Fácies 1- Essa fácies é composta por areia fina, de coloração acinzentada (Munsell 5GY 4/1), compactada. A diferença no grau de compactação é alta quando comparada às demais litologias do furo, medida pelo sistema de amostragem SPT. A litologia e profundidade associadas ao grau de compactação, bem como a confirmação de contato entre radarfácies no dado geofísico, confere à essa fácies características relativas ao substrato pleistocênico.

Fácies 2- Argila com fragmentos de conchas, cor acinzentada (Munsell 5GY 4/1) e compactação baixa à alta.

Fácies 3- Caracteriza-se por areia fina, amarelada (Munsell 10YR 5/4) e compactada.

Fácies 4- Composta por areia fina, acinzentada (Munsell 5GY 4/1), de compactação média à alta.

Fácies 5- Argila de coloração acinzentada (Munsell 5GY 4/1) e fragmentos de conchas com compactação média.

Fácies 6- Areia fina, cinza escura (Munsell 5GY 2/1) de compactação baixa a não compactada.

As fácies 2 e 5 (argilosas) compõem uma intercalação com as fácies arenosas 3, 4 e 6 (arenosas). Fragmentos de conchas de *Maetra patagonica*, encontradas em 9,13 m de profundidade (Fácies 5) (Figura 10), apresentaram idades de 7375 – 7155 anos cal AP. As fácies 2 a 6 são interpretadas como uma associação correspondente a depósitos lagunares, sendo as fácies 2 e 5 correspondentes a depósitos de fundo lagunar. Já os sedimentos arenosos (Fácies 3, 4, e 6) são interpretados como depósitos de margem lagunar.

Fácies 7- Composta de areia fina, cinza esverdeada (Munsell 5Y 5/2) de compactação baixa à média, sendo interpretada como depósitos eólicos.

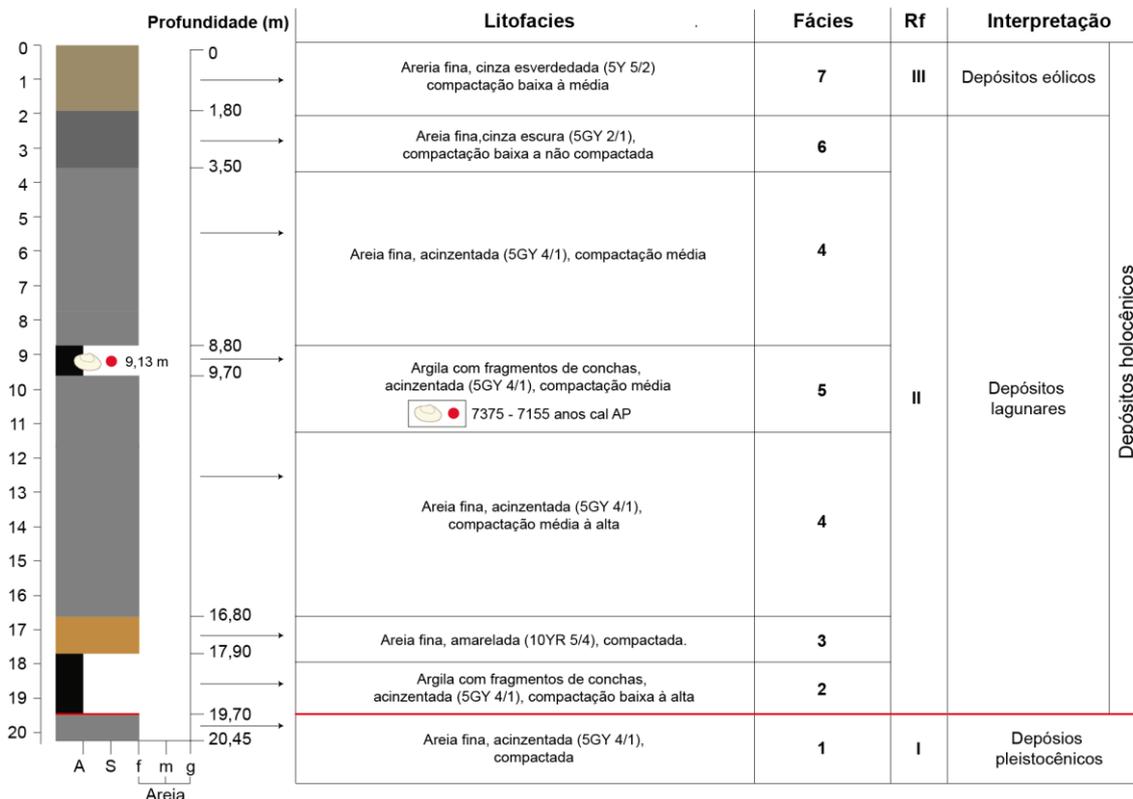


Figura 10. Interpretação da sondagem PC01 em Jardim do Éden. Ocorre correspondência entre as fácies descritas e as radarfácies identificadas nos dados de GPR. O posicionamento em relação à seção do GPR encontra-se na Figura 5.

5. Discussão

De acordo com a geomorfologia e com os padrões de empilhamento estratigráfico em subsuperfície da barreira holocênica, o presente item foi subdividido em setores que contemplam características similares e que denotam comportamentos evolutivos similares.

5.1 Dunas Altas

O registro em subsuperfície da barreira holocênica em Dunas Altas possui um padrão de empilhamento estratigráfico predominantemente retrogradacional ao longo dos seus 3,5 km (porção emersa da barreira). Apenas em seus últimos 400 m a barreira possui um empilhamento estratigráfico progradacional (Figura 3). Uma idade de 7,7 ka (AMS, C¹⁴) apresentada por Becker (2009), para os depósitos praias (Rf IV), no início da progradação, aproximadamente na distância de 150 m da seção de GPR em Dunas Altas, sugere ter ocorrido uma incipiente progradação da barreira holocênica em Dunas Altas.

A idade de 7,7 ka para o início da progradação, em Dunas Altas, indica que a barreira começou a progradar mesmo antes de ser alcançado o nível de mar alto de aproximadamente +2 m, há aproximadamente 6-5 ka (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006, BARBOZA *et al.*, 2021a). O mesmo ocorreu na barreira holocênica em Curumim (DILLENBURG *et al.*, 2006; BARBOZA *et al.*, 2021a), ao sul do Cassino (DILLENBURG *et al.*, 2017) e em São José do Norte, no Litoral Médio do Rio Grande do Sul (BARBOZA *et al.*, 2018). Entretanto, este início da progradação, ainda sob uma elevação do nível do mar, indica uma taxa de aporte sedimentar (areia) superior à taxa de elevação do nível do mar. Assim sendo, por qual razão a barreira progradou apenas cerca de 400 m? Uma hipotética resposta pode corresponder a um provável retrabalhamento da concha do gastrópode *Amiantis purpuratus* datado por Becker (2009).

O discreto padrão de empilhamento estratigráfico progradacional na região de Dunas Altas pode ser entendido como uma continuidade do padrão de empilhamento nas porções mais ao sul (Balneário Mostardense a Bacupari), como evidenciado por Bitencourt *et al.* (2020). Porém, não segue o padrão crescente do caráter

progradacional observado pelos autores de sul para norte, uma vez que ocorre uma diminuição da extensão do registro das reflexões em *downlap* no sentido da bacia de 1800 m em Bacupari para 400 m em Dunas Altas. O dominante padrão retrogradacional da barreira, em Dunas Altas, explica a semelhança da sua morfologia com o padrão retrogradacional observado ao norte da área de estudo (Cidreira a Tramandaí), marcado por uma maior extensão transversal e uma maior altitude da porção emersa da barreira. Tais dimensões são decorrentes do grande acúmulo de sedimentos gerado pela mudança na orientação da linha de costa observada em Dunas Altas (TOLDO JR. *et al.*, 2006; ABSALONSEN; TOLDO JR., 2007), acarretando no grande desenvolvimento, sobre toda a barreira, de campos de dunas transgressivos (depósitos eólicos da Rf III).

5.2 Cidreira à Tramandaí

Sobre o substrato pleistocênico, por mais de 19 km, de Cidreira à Tramandaí Sul (Figuras 4 a 6), destacam-se os depósitos lagunares muitas vezes com sua superfície de topo chegando a profundidades que se aproximam do nível de mar atual. Considerando-se um registro lateralmente contínuo desses depósitos ao longo da barreira, nesse setor, por vezes aflorando no atual ambiente praiado (ver Figura 11), é possível atestar a presença pretérita de um sistema lagunar extenso nessa região, em condições onde a barreira costeira (futura barreira holocênica) posicionava-se mar adentro por algumas centenas de metros, ou mesmo alguns quilômetros. A morfologia da barreira holocênica e a configuração atual do sistema lagunar e dos depósitos eólicos em Cidreira pode ser observada na Figura 4, conjuntamente com o padrão de empilhamento estratigráfico em subsuperfície. Essa configuração se estabeleceu aproximadamente entre 7375 – 7155 cal anos AP, idade obtida para o depósito de fundo lagunar recuperado na sondagem PC01 em Jardim do Éden, aos 9,13 m de profundidade (Figuras 5 e 10), sendo similar aos registros de sondagem descritos por Travessas *et al.* (2005) para a mesma localidade. Esses autores também descrevem a intercalação de camadas argilosas e sedimentos arenosos, sendo essa estratigrafia observada tanto no furo de sondagem PC01 quanto na seção de GPR em Jardim do Éden. Uma sucessão litológica similar também é caracterizada por Dillenburg (1996) com base em furos de sondagem, na região da laguna de Tramandaí. Nessa sucessão, o substrato pleistocênico é sobreposto por fácies arenosa composta por areia fina interpretada como margem lagunar. Acima, uma fácies lamosa de fundo lagunar composta por silte e argila, com eventuais laminações arenosas. As fácies de fundo lagunar descritas por Bitencourt *et al.* (2016), com base em furos de sondagem na margem nordeste da Lagoa dos Quadros, Litoral Norte do RS, do mesmo modo são representadas por depósitos lamosos com laminações de areia. Análises sedimentológicas realizadas nos sedimentos de fundo das Lagoas Manuel Nunes e Gentil, também no Litoral Norte do RS, indicaram a presença de areia fina a muito fina e silte (TRINDADE, 2019).

A geometria dos depósitos lagunares entre Cidreira e Tramandaí Sul (Figuras 4 a 6) assemelha-se à descrita por Rosa *et al.* (2016), na análise de sinais autogênicos e alogênicos em reflexões de pequenos deltas no litoral norte do Rio Grande do Sul. Essa geometria e reflexões em *downlap* no sentido do continente dos depósitos lagunares, para esse trecho da barreira holocênica, corrobora a natureza erosiva em uma escala de longo período nessa região, que tende a expor afloramentos de lamas lagunares na zona de estirâncio e no pós-praia, fenômeno intensificado em eventos de tempestade (TOMAZELLI *et al.*, 1998; DILLENBURG *et al.*, 2004, 2009; TRAVESSAS *et al.*, 2005; BARBOZA; ROSA, 2014; DILLENBURG; BARBOZA, 2014). Essa geometria de depósitos lagunares em subsuperfície também é identificada de forma expressiva no litoral médio da PCRS em setores retrogradacionais (BITENCOURT *et al.*, 2020).

A presença de fundos lagunares é observada também no Balneário Quintão (Material Suplementar 1), em seção de GPR coletada 6,5 km ao norte de Dunas Altas, sendo a assinatura em subsuperfície desses depósitos análoga aos registros de Cidreira e Jardim do Éden. No Balneário Pinhal (Material Suplementar 2), ao norte de Quintão, e na região de Tramandaí Sul, também ocorrem afloramentos de lama lagunar na zona de estirâncio em eventos de tempestade, condição historicamente comum em Jardim do Éden (Figura 11). Assim, em termos de continuidade dos padrões de empilhamento estratigráfico, a barreira holocênica muda seu comportamento de progradacional (mesmo que em apenas cerca de 400 m de registro) em Dunas Altas para exclusivamente retrogradacional em Quintão em um intervalo longitudinal de 6 km; com a continuidade desse padrão de empilhamento se estendendo até Tramandaí Sul (Figura 6).

A seção de GPR em Tramandaí Sul também demonstra os depósitos de fundo lagunar continuamente até a linha de costa, sendo bem evidente o caráter retrogradacional nos primeiros 350 m (de NW para SE). Porém, as reflexões vão diminuindo seu ângulo de mergulho ao se aproximarem da linha de costa, apresentando reflexões

de baixo ângulo que se assemelham a um padrão de empilhamento estratigráfico agradacional nos últimos 500 m do registro (Figura 6). Apesar do aparente padrão de empilhamento estratigráfico agradacional, associado às porções transicionais de barreiras costeiras, Tramandaí Sul ainda possui uma assinatura muito similar aos registros retrogradacionais observados em Jardim do Éden e Cidreira. Essa seção apresenta reflexões em *downlap* no sentido do continente sobrepostas aos fundos lagunares que diminuem profundidade ao se aproximar da linha de costa, sendo também recorrentes nessa região o afloramento de lamas, na praia, em eventos de tempestade (Figura 11). Em Tramandaí Norte (Figura 7) o registro em subsuperfície é significativamente modificado em comparação às demais seções ao sul. Não ocorrem as reflexões de fundo lagunar, predominando amplamente reflexões características de paleocanais.

Em Tramandaí Norte (Figura 7) e Xangri-lá (Figura 9) a profundidade atingida não viabilizou a delimitação de um possível substrato pleistocênico (Rf I). Já em Imbé, a grande quantidade de atenuação na seção não possibilitou a visualização do contato real entre esse substrato e os depósitos praias (Rf IV), portanto esse limite foi estimado em conformidade com a profundidade média em que se encontram esses depósitos (Figura 8). Nas demais seções de GPR, o substrato pleistocênico sobre o qual se assentam os depósitos da barreira holocênica foi identificado. A profundidade em que se encontram esses depósitos (aproximadamente entre 5 e 15 m) sugere que os mesmos possam corresponder ao registro sedimentar formado durante o estágio marinho isotópico 3 (MIS 3) e não aos depósitos da Barreira III, mais antigos, como discutido por Dillenburg *et al.* (2020). Esses autores estabeleceram para esses registros uma idade entre 36,2 a 47,7 ka em profundidades de 5 a 23 m abaixo do nível do mar atual, baseado em dados para as regiões do Cassino, ao sul da área de estudo, e em Curumim e Pinheira (Santa Catarina), ao norte.

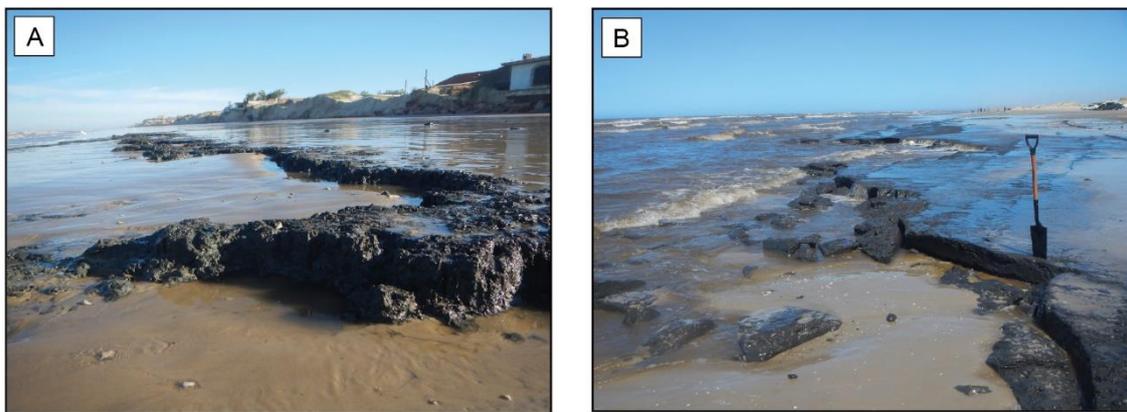


Figura 11. (A) Afloramentos de lama lagunar na linha de costa em Pinhal, em 04 de julho de 2020 após evento de tempestade. Observam-se ao fundo as dunas frontais escarpadas e o avanço do mar adjacente às moradias. (B) Afloramento de lama lagunar em Jardim do Éden em 23 de maio de 2020 também após evento de tempestade. Os afloramentos de lama lagunar são historicamente comuns na região de Jardim do Éden, ocorrendo também em Pinhal e na região de Tramandaí Sul em eventos de tempestade, sendo indicativos de um comportamento erosivo da barreira holocênica. Fotografias: Felipe Caron.

5.3 Imbé à Xangri-Lá

Em Imbé são encontrados depósitos relacionados ao preenchimento de paleocanais (Figura 8). Esses depósitos estão presentes também em Imara (Material Suplementar 3), nos últimos 500 m do registro, próximo à linha de costa. Nessa localidade, reflexões em *downlap* no sentido da bacia são bem evidentes nas porções iniciais do registro e em Xangri-Lá (Figura 9), ao norte, por toda extensão da seção, caracterizando esse trecho da barreira com padrão de empilhamento estratigráfico progradacional. A seção de GPR obtida em Xangri-Lá difere substancialmente das seções obtidas ao sul. Em Xangri-Lá, o empilhamento estratigráfico é predominantemente progradacional, conforme interpretado e descrito por Dillenburg *et al.* (2009), e mais recentemente por Santos *et al.* (2022).

A presença do registro de paleocanais em Tramandaí Norte (3 km ao sul do atual canal da Laguna de Tramandaí), Imbé e Imara (11 km ao norte do atual canal da Laguna de Tramandaí), indica que esse canal pode ter alterado seu posicionamento ao longo da história evolutiva da barreira. A orientação de algumas reflexões, com forma côncava e mergulho bidirecional nas bordas, sugere também que alguns paleocanais apresentaram orientação paralela ou subparalela à linha de costa. Registros similares são observadas por Barboza *et al.* (2014) e Da Silva *et al.* (2014) em barreiras progradacionais ao norte da área de estudo, relacionadas com canais fluviais dos rios da Madre e Mampituba; por Tillman e Wunderlich (2013) na costa da Alemanha, e para alguns estágios evolutivos da *Assateague Island* nos Estados Unidos (SEMINACK; McBride, 2015)

Este setor da barreira possui um menor volume de depósitos eólicos que a região com padrão de empilhamento retrogradacional, observada ao sul de Tramandaí, notável em termos de altura (entre 7 e 12 m) e na largura da barreira (entre 1900 e 2600 m), ilustrado através dos perfis altimétricos produzidos a partir do MDS (Figura 2). Essa relação entre a morfologia da barreira e o padrão de empilhamento estratigráfico está associada à presença dos campos de dunas transgressivos na porção sul da área de estudo (Figura 4). Setores retrogradacionais são mais altos e volumosos em areia devido ao dominante consumo de areia para a construção do campo de dunas, enquanto nos setores progradacionais esse suprimento sedimentar é principalmente consumido na progradação da barreira, tendendo a formar apenas pouco espessos lençóis de areias transgressivos (BARBOZA *et al.*, 2013; BARBOZA; ROSA, 2014). Portanto, o padrão de empilhamento estratigráfico expresso no registro de subsuperfície da barreira holocênica possui correspondência na morfologia superficial da barreira.

Escala de análise espaciais e temporais distintas da linha de costa representam problemas para a tomada de decisões no espectro da gestão costeira (SWANEY *et al.*, 2012; GALLOP *et al.*, 2015; ROCHA; MAGALHÃES, FERNANDEZ, 2021). Portanto, dentro de uma escala local e regional de observação, a melhor delimitação de setores da barreira com comportamentos evolutivos de longo período distintos, expressos pelo padrão de empilhamento estratigráfico em subsuperfície, analisado em conjunto com a morfologia de superfície, provém subsídios para a gestão costeira, atuando como uma ferramenta para diminuir riscos de potenciais problemas socioeconômicos relacionados com processos erosivos intrínsecos aos setores com comportamento retrogradacional (linha de costa transgressiva) (MENTASCHI *et al.*, 2018; OLIVEIRA *et al.*, 2019)

5.4 Possíveis fatores de influência

De sul para o norte, a barreira holocênica alterna seu padrão de empilhamento estratigráfico. Outras localidades ao longo da PCRS apresentam transições laterais entre tipos antagônicos de barreira, ocorrendo em intervalos de quilômetros. Do Balneário Cassino até 8 km ao sul de Estreito, a barreira apresenta-se progradacional (BARBOZA *et al.*, 2018), mudando para um comportamento retrogradacional de Estreito até a região da Lagoa do Peixe (ver localidades na Figura 1). Ao norte (20 km), no Balneário Mostardense, a barreira torna-se progradacional novamente (Bitencourt *et al.*, 2020). Isso significa que as transições entre tipos antagônicos de barreiras entre Dunas Altas e Quintão, 6,5 km, e notoriamente na região de Tramandaí Sul e Norte, 1 km, são registradas em intervalos mais abruptos (pequenas distâncias) que as inversões de comportamento encontradas para a barreira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul.

Variações discretas na inclinação da plataforma podem influenciar na formação de barreiras com padrões de empilhamento progradacional ou retrogradacional (ROY *et al.*, 1994; SCHAWB *et al.*, 2000), sendo esse fator atribuído como controle primordial na diferenciação de barreiras em diversas localidades (ROY *et al.*, 1994; STORMS *et al.*, 2002; MURRAY; MOORE, 2018; COWELL; KINSELA, 2018; DILLENBURG *et al.*, 2020) uma vez que essa variável controla a magnitude de energia de onda que chega na praia e, portanto, define setores em erosão e acreção (WRIGHT, 1976; SHORT; HESP, 1982; ROY *et al.*, 1994; DILLENBURG *et al.*, 2000, 2020; SCHWAB *et al.*, 2000; TOLDO JR. *et al.*, 2006; MARTINHO *et al.*, 2009; CECILIO ; DILLENBURG, 2019).

Na área de estudo, a declividade do substrato diminui de sul para o norte (DILLENBURG *et al.*, 2000), o que demonstrou ter influência direta nas ondas que atingem a costa (LIMA *et al.*, 2001; MARTINHO *et al.*, 2009). Ocorre um sutil gradiente na altura (m) e energia de ondas ($\times 10^3$ Nm/m²), onde esses parâmetros variam de Jardim do Éden (1,50 m e $2,95 \times 10^3$ Nm/m²), para Mariluz (1,48 m e $2,45 \times 10^3$ Nm/m²) ao norte, para Xangri-Lá (1,35 m e $1,86 \times 10^3$ Nm/m²) (DILLENBURG *et al.*, 2005; MARTINHO *et al.*, 2009). Ou seja, há uma pequena diminuição na altura e energia de onda ao norte. Comportamento semelhante foi observado ao longo da barreira costeira da *Younghusband Peninsula* na Austrália por Short e Hesp (1984) e por Dillenburg *et al.* (2020) devido ao

efeito da inclinação da plataforma na energia de ondas e com uma expressiva influência também na morfologia da barreira. Portanto, é possível assumir que esse gradiente seja um fator que influencie diretamente na evolução desse setor, em longo período, levando o sistema costeiro holocênico a alterar seu padrão de empilhamento estratigráfico de retrogradacional, ao sul de Tramandaí, para progradacional, ao norte.

Em estudo preliminar sobre o papel das variáveis autogênicas e alogênicas na formação de diferentes padrões de empilhamento dos sistemas deposicionais costeiros da Baía de Pelotas, Rosa *et al.* (2017) definiu que o controle por parte do nível de base na PCRS (fator alogênico) só assumiria uma atuação principal na evolução desses sistemas após 30 ka do início, por exemplo, do rebaixamento do nível do mar. Assim, constatando a coexistência lateral de setores progradacionais e retrogradacionais, a barreira holocênica compreendida entre Dunas Altas e Xangri-Lá é mais um exemplo de setor da linha de costa da Baía de Pelotas que define uma condição diacrônica para o máximo eustático. Considerando-se o máximo no nível relativo do mar ocorrido há aproximadamente 6-5 ka, com nível 1,9 m acima do atual, seguido por uma suave queda até os níveis atuais (BARBOZA *et al.*, 2021a), é possível afirmar que, em razão deste período ainda pequeno de rebaixamento, os fatores autogênicos dominam atualmente a evolução da barreira holocênica nesse setor.

6. Conclusões

A barreira costeira holocênica da PCRS, no setor compreendido entre Dunas Altas e Xangri-Lá, apresenta padrões de empilhamento estratigráfico progradacionais e retrogradacionais ao longo de 65 km, evidenciados através da morfologia das barreiras e por padrões de empilhamento estratigráfico opostos nas seções de GPR.

Foi possível identificar uma intercalação nos padrões de empilhamento estratigráfico: em Dunas Altas, progradacional, de Quintão à Tramandaí Sul, retrogradacional e de Tramandaí Norte à Xangri-Lá novamente progradacional.

Em Dunas Altas, ocorre o registro de uma inversão no padrão de empilhamento estratigráfico. A barreira possuía um padrão de empilhamento retrogradacional e, em um dado momento, inverteu para um padrão de empilhamento progradacional. Esse padrão progradacional apresenta uma continuidade com porções mais ao sul (Balneário Mostardense) e pode ser relacionado ao balanço positivo de sedimentos atribuído à mudança na orientação da linha de costa nessa região, que gera um acúmulo de sedimentos, sendo esse processo ilustrado também na morfologia da barreira através do modelo altimétrico.

De Cidreira à Tramandaí Sul a barreira apresenta seu registro de subsuperfície dominado pela presença de reflexões características de ambientes lagunares, sendo muito evidente a morfologia de fundos lagunares. Esses fundos, por vezes, afloram na região de estirâncio e do pós-praia o que, juntamente com a assinatura de reflexões em *downlap* no sentido do continente, denota um comportamento retrogradacional de longo período a esse setor da barreira. Em Tramandaí Sul a barreira possui um padrão de empilhamento estratigráfico retrogradacional bem evidente nas porções mais interiores da barreira, diminuindo o ângulo de mergulho e se assemelhando a um padrão de empilhamento estratigráfico agradacional nos últimos 350 m. A continuidade lateral dos registros de fundo lagunar sugere uma formação lagunar extensa, hoje recoberta por depósitos de margem lagunar e eólicos, indicando o posicionamento da barreira mar adentro entre 7375 – 7155 cal anos AP, idade estabelecida para o depósito de fundo lagunar recuperado pela sondagem PC01 em Jardim do Éden. A profundidade dos depósitos pleistocênicos sugere que o substrato da barreira holocênica nesse setor seja formado não pela Barreira pleistocênica III e sim pela barreira relacionada ao MIS3.

No setor progradacional, de Tramandaí Norte à Xangri-Lá, foram identificadas reflexões com inclinação em direção à baía e o registro de subsuperfície do paleocanal da Laguna de Tramandaí, que demonstrou uma extensão prévia 3 km ao sul e 11 km ao norte da atual posição, na localidade de Imara. O padrão de empilhamento estratigráfico progradacional é evidenciado também na morfologia de superfície, a qual diminui em extensão e altura quando comparada com Dunas Altas e com o setor retrogradacional ao sul.

Sugere-se que mudanças pequenas na declividade da plataforma e, conseqüentemente, na energia de ondas possam ser responsáveis por essa alternância entre os padrões retrogradacionais e progradacionais da barreira holocênica no litoral norte do Rio Grande do Sul. A transição de um empilhamento estratigráfico retrogradacional para progradacional se estabelece de forma mais abrupta, quando comparada às transições no litoral médio, ocorrendo em intervalos de 6,5 e 1 km entre Dunas Altas e Quintão e Tramandaí Sul e Norte, respectivamente.

A identificação desses segmentos com padrões de empilhamento opostos em subsuperfície e sua expressão na morfologia fornecem contribuições para a análise entre tipos antagônicos de barreiras que coexistem

temporalmente e espacialmente e para a história evolutiva de longo período dos depósitos costeiros holocênicos da Bacia de Pelotas. Essa análise contribui para o entendimento do comportamento da linha de costa e auxilia na gestão costeira, principalmente no que diz respeito à delimitação da extensão de setores na costa com comportamento erosivo, que representam locais potenciais para problemas socioeconômicos no âmbito da gestão costeira.

Contribuições dos Autores: D.S.Z.W.: Concepção, Metodologia, Investigação, Curadoria dos dados, Redação-versão inicial, Redação-revisão e edição. E.G.B.: Concepção, Metodologia, Investigação, Recursos, Curadoria dos dados, Redação-versão inicial, Redação-revisão e edição, Supervisão. M.L.C.C.R.: Metodologia, Investigação, Supervisão. S.R.D.: Concepção, Metodologia, Redação-revisão e edição, Supervisão. F.C.: Investigação. M.N.R.: Investigação. V.J.B.B.: Recursos. R.P.M.: Recursos.

Financiamento: Esta pesquisa foi viabilizada por meio de bolsa de mestrado concedida à Débora Sayuri Zanchi Watanabe pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico -CNPq (133093/2017-4).

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Instituto de Geociências (IGeo-UFRGS), ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGeo-UFRGS), ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) e ao Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos (CECLIMAR) pelo suporte durante a realização desta pesquisa e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. ABSALONSEN, L.; TOLDO JR, E. E. A influência da inflexão costeira na variabilidade da linha de praia em Mostardas-RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 34, n. 1, p. 3-18, 2007. DOI: 10.22456/1807-9806.19457
2. ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. D. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507
3. ANDRADE, M. M.; TOLDO JR, E. E.; NUNES, J.C.R. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 66, n. 3, p. 245-254, 2018. DOI: 10.1590/s1679-87592018017406603
4. 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, n. 5-6, p. 486-506, 2006. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008
5. ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; GIANNINI, 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'S latitude and a comparison with other sectors of southern Brazil. **Quaternary Science Reviews**, v. 286, 107536, 2022. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107536
6. BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, p. 579-583, 2009.
7. 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**, p. 646-650, 2011.
8. BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. **Journal of Coastal Research**, n. 65, p. 1265-1270, 2013. DOI: https://doi.org/10.2112/SI65-214.1
9. BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L.; DILLENBURG, S. R.; DA 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**, n. 70, p. 687-692, 2014a. DOI: 10.2112/SI70-116.1
10. BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. **Nuevas miradas a la Problemática de los ambientes costeros Sur de Brasil, Uruguay y Argentina. 1º ed. Montevideo: DIRAC Facultad de Ciencias**, v. 1, p. 83-98, 2014.
11. 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. **VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumos Expandidos**, v. 1, p. 1-6, 2014b.

12. 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**, p. 646-650, 2011.
13. BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R.; WATANABE, D. S. Z.; ESTEVES, T.; MARTINS, E. M.; GRUBER, N. L. Diachronic condition between maximum transgressive and maximum eustatic sea-level in Holocene: subsidies for coastal management. **Journal of Coastal Research**, n. 85, p. 446-450, 2018. DOI: <https://doi.org/10.2112/SI85-090.1>
14. BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; RITTER, M. N.; ANGULO, R. J.; BIANCINI DA SILVA, A.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; SOUZA, M. C. Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. **Geosciences (Switzerland)**, v. 11, n. 8, 326, 2021a. DOI: 10.3390/geosciences11080326
15. BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; LOPES, R. P.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; ABREU, V. S.; MANZOLLI, R. P.; NUNES, J. C. R.; WESCHENFELDER, J.; TOMAZELLI, L. J. Geomorphological and Stratigraphic Evolution of a Fluvial Incision in the Coastal Plain and Inner Continental Shelf in Southern Brazil. **Marine Geology**, v. 437, 106514, 2021b. DOI: 10.1016/j.margeo.2021.106514
16. BARLETTA, R. C.; CALLIARI, L.J. An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central coast of RS state, southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, p.300-308, 2003.
17. BECKER, J.E.G. **Estratigrafia e evolução costeira do balneário de Dunas Altas, RS**. Monografia (Graduação, Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
18. BEZZI, A.; CASAGRANDE, G.; MARTINUCCI, D.; PILLON, S.; DEL GRANDE, C.; FONTOLAN, G. Modern sedimentary facies in a progradational barrier-spit system: Goro lagoon, Po delta, Italy. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 227, p. 106323, 2019. DOI: 10.1016/j.ecss.2019.106323
19. BITENCOURT, V. J.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; MANZOLLI, R. P.; CARON, F. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v.43, n. 3, p. 249-269, 2016.DOI: 10.22456/1807-9806.79582
20. BITENCOURT, V. J. B. D.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. D. C.; MANZOLLI, R. P. Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 3, p. 529-548, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i3.1789
21. BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R. Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers. **Marine Geology**, v. 419, p. 106077, 2020. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107180
22. BOTHA, G. A.; BRISTOW, C. S.; PORAT, N.; DULLER, G.; ARMITAGE, S. J.; ROBERTS, H.M.; CLARKE, B.M.; KOTA, M.W.; SCHOEMAN, P. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 211, n. 1, p. 29-46, 2003. DOI: 10.1144/GSL.SP.2001.211.01.03
23. BURVINGT, O.; MASSELINK, G.; RUSSELL, P.; SCOTT, T. Classification of beach response to extreme storms. **Geomorphology**, v. 295, p.722-737, 2017. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.07.022
24. CALLIARI, L. J.; TOLDO JR, E. E. Ocean beaches of Rio Grande do Sul. In: **Brazilian Beach Systems**. Springer, Cham, 2016. p. 507-541.DOI: 10.1007/978-3-319-30394-9_18
25. CARMONA, P.; RUIZ, J.M.; PÉREZ-CUEVA, A.; ACOSTA, M.L. Accelerated transgressive processes in a Mediterranean coastal barrier: Subsidence, anthropic action and geomorphological changes since the Little Ice Age. **Quaternary International**, v.554, p.150-163., 2020. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.07.047
26. CARVALHO, R. C.; OLIVER, THOMAS S.N.; WOODROFFE, C. D. Transition from marine to fluvial-dominated sediment supply at Shoalhaven prograded barrier, southeastern Australia. **Geomorphology**, v. 341, p. 65-78, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.05.010
27. CECILIO, R.O; DILLENBURG, S.R. An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 88, 2019. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2019.101103
28. COLOR M. **Geological Rock Color Chart**. Munsell Color, Grand Rapids, MI. 2009.
29. COWELL, P.J.; KINSELA, M. A. Shoreface controls on barrier evolution and shoreline change. In: **Barrier dynamics and response to changing climate**. Springer, Cham, 2018. p. 243-275.
30. COWELL, P.J.; THOM, B.G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (org.). **Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge, Cambridge University Press, Cambridge, p.33-86, 1994
31. DILLENBURG, S. R. Oscilações Holocênicas do Nível Relativo do Mar Registradas na Sucessão de Fácies Lagunares na Região da Laguna de Tramandaí, RS. **Pesquisas em Geociências**, v.23, n.1-2, p. 17-24, 1996.DOI: 10.22456/1807-9806.21222.

32. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; HESP, P. A.; CLEROT, L. C. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P.A. (org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p. 53-91. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_3
33. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G. Long-and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, p. 599-601, 2009.
34. 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, London, Special Publications, v. 388, n. 1, p. 333-352, 2014. DOI: 10.1144/SP388.16
35. 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**, p. 651-655, 2011.
36. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; CARON, F.; CANCELLI, R.; SANTOS-FISCHER, C. B; LOPES, R.P.; RITTER, M. N. Sedimentary records of marine isotopic stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. **Geo-Marine Letters**, p. 1-10, 2019. DOI: 10.1007/s00367-019-00574-2
37. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. **Marine Geology**, v. 390, p. 106-119, 2017. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007
38. DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; ROSA, M. L.C.C.; MACIEL, G. S. Aeolian deposition and barrier stratigraphy of the transition region between a regressive and a transgressive barrier: an example from Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, n. 65, p. 464-469, 2013. DOI: 10.2112/SI65-079.1
39. DILLENBURG, S. R.; ESTEVES, L. S.; TOMAZELLI, L. J. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da academia brasileira de ciências**, v. 76, n. 3, p. 611-623, 2004. DOI: 10.1590/S0001-37652004000300014
40. DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A.; KEANE, R.; DA SILVA, G. M.; SAWAKUCHI, A. O.; MOFFAT, I.; BARBOZA, E.G.; BITENCOURT, V.J.B. Geochronology and evolution of a complex barrier, Younghusband Peninsula, South Australia. **Geomorphology**, v. 354, p. 107044, 2020. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107044
41. DILLENBURG, S. R.; HESP, P.A. Coastal Barriers: an introduction. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P.A. (org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer, 2009. p. 1-15. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_1
42. DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S.; COWELL, P. J.; TOMAZELLI, L. J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). **Journal of Coastal Research**, p. 71-81, 2000.
43. DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; MARTINS, L. R.; BARBOZA, E. G. Modificações de longo período da linha de costa das barreiras costeiras do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v. 3, n. 1, p. 4-9, 2005.
44. DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; LIMA, L. G.; BECKER, J. E. A Barreira Costeira de Dunas Altas no Litoral Médio do Rio Grande do Sul: um exemplo de barreira agradacional ou estacionária. In: XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 12, 2007. **Resumos do 12º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**
45. FITZGERALD, D. M.; CLEARY, W. J.; BUYNEVICH, I. V.; HEIN, C. J.; KLEIN, A.; ASP, N.; ANGULO, R. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, p. 152-156, 2007.
46. FRACALOSI, F. G.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; SILVA, A. B. O registro em subsuperfície da barreira pleistocênica entre Osório e Tramandaí (RS). **Gravel**, v. 8, n. 1, p. 21-31, 2010.
47. FRUERGAARD, M.; KIRKEGAARD, L.; OSTERGAARD, A. T.; MURRAY, A. S.; ANDERSEN, T. J. Dune ridge progradation resulting from updrift coastal reconfiguration and increased littoral drift. **Geomorphology**, v. 330, p. 69-80, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.01.008
48. GALLOP, S.L.; COLLINS, M.; PATTIARATCHI, C.B.; ELIOT, M.J.; BOSSERELLE, C.; GHISALBERTI, M.; COLLINS, L.B.; ELIOT, I.; ERFTEMEIJER, P.L.A.; LARCOMBE, P.; MARIGÓMEZ, I; STUL, T.; WHITE, D.J. Challenges in transferring knowledge between scales in coastal sediment dynamics. **Frontier in Marine Science**, v.2, p.82, 2015. DOI: 10.3389/fmars.2015.00082
49. GOSLIN, J.; CLEMMENSEN, L.B. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. **Quaternary Science Reviews**, v. 174, p.80-119, 2017. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.08.026
50. GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO JR, D. R.; AGUIAR, V. A. P.; ROSSI, M. G. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 285, n. 1-4, p. 1-16, 2011. DOI: 10.1016/j.margeo.2011.04.005

51. HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP ZOUAIN, R.N. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid-to late Holocene Sea level change. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 32, n. 3, p. 407-414, 2007. DOI: 10.1002/esp.1408
52. HESP, P. A.; GIANINNI, P. C. F.; MARTINHO, T.; DA SILVA, G. M.; NETO, N. E. A. The Holocene Coastal Barriers Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P.A. (org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlim: Springer, 2009.
53. HESP, P.A. Foredune Formation in southeast Australia. In: THOM, B. G. (Ed.). **Coastal Geomorphology in Australia**. Academic Press, 1984. p.69-97.
54. HESP, P.A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S; GRUBER, N.L.S.; TOLDO JR, E.E.; TABAJARA, L.L.C.A.; CLEROT, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 493-508, 2005.
55. HOUSER, C.; HAPKE, C.; HAMILTON, S. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. **Geomorphology**, v. 100, n.3-4, p.223-240, 2008. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.12.007
56. HOUSER, C.; SMITH, A.; WERNETTE, P.; LEHNER, J. Spatial frequency analysis and information synthesis for understanding coastal barriers. **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**. 2020 10.1016/B978-0-12-818234-5.00023-7
57. LANDRY, C. E.; SHONKWILER, J. S.; WHITEHEAD, J. C. Economic Values of Coastal Erosion Management: Joint Estimation of Use and Existence Values with recreation demand and contingent valuation data. **Journal of Environmental Economics and Management**, v. 103, p. 102364, 2020. DOI: 10.1016/j.jeem.2020.102364
58. LEAL, R. A.; BARBOZA, E. G.; BITENCOURT, V.J.B.; SILVA, A. B.; MANZOLLI, R. P. Geological and stratigraphic characteristics of a holocene regressive barrier in Southern Brazil: GIS and GPR applied for evolution analysis. **Journal of Coastal Research**, n. 75, p. 750-754, 2016. DOI: 10.2112/SI75-151.1
59. LEANDRO, C. G.; BARBOZA, E. G.; CARON, F.; DE JESUS, F. A. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 162, p. 1-12, 2019. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2019.01.002
60. LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.C.; TOMAZELLI, L. J.; DEHNHARDT, B.A.; CARON, F. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 27-38, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.07.002
61. LIMA, S. F.; ALMEIDA, L. E.; TOLDO JR, E. Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2, p. 99-107, 2001. DOI: 10.22456/1807-9806.20272
62. MARTINHO, C. T.; DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 25, n. 2 (252), p. 285-293, 2009.
63. MARTINHO, C. T.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. **Geomorphology**, v. 117, n. 1-2, p. 14-32, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002
64. MASSELINK, G; VAN HETEREN, S. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. **Marine Geology**, v. 352, p.321-347, 2014. DOI: 10.1016/j.margeo.2013.11.004
65. MCNAMARA, D. E; GOPALAKRISHNAN, S.; SMITH, M. D.; MURRAY, A. B. Climate adaptation and policy-induced inflation of coastal property value. **PloSone**, v. 10, n. 3, p. e0121278, 2015. DOI: 10.1371/journal.pone.0121278
66. MENTASCHI, L.; VOUSDOKAS, M. I.; PEKEL, J. F.; VOUKOUVALAS, E.; FEYEN, L. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. **Scientific reports**, v. 8, n. 1, p. 1-11, 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-30904-w
67. MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C.C. (org.). **Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration**. American Society of Petroleum Geologists, Memmoir, v.16, p. 117-123, 1977.
68. MORTON, R. A. Texas Barriers. In: DAVIS, R.A. (Ed). **Geology of Holocene Barrier Island Systems**. Berlim: Springer, 1994. 464p.
69. MURRAY, A.B.; MOORE, L.J. Geometric Constraints on long-term barrier migration: from simple to surprising. In: MOORE, L.J.; MURRAY, A.B. (eds.). **Barrier dynamics and response to changing climate**. Springer, New York. 2018.
70. NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-science reviews**, v. 66, n. 3-4, p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004

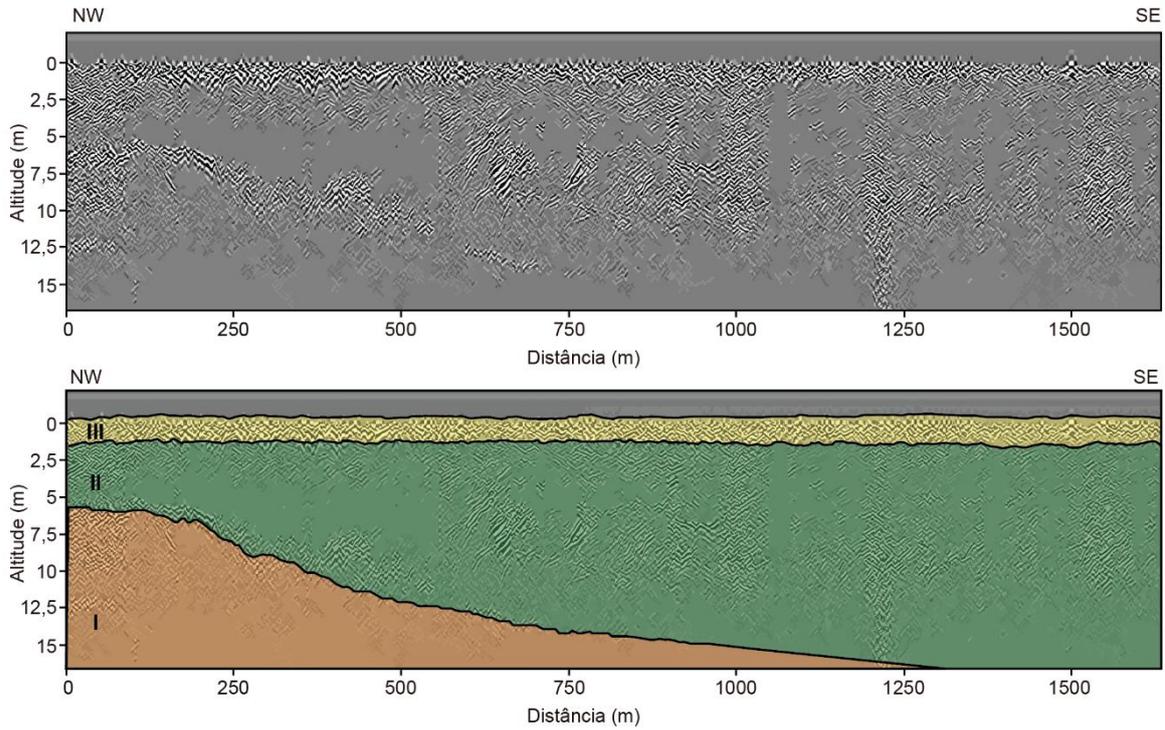
71. OLIVEIRA, J. F.; BARBOZA, E. G.; MARTINS, E. M.; SCARELLI, F. M. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, p. 102358, 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102358
72. OLIVER, T. S.; DOUGHERTY, A. J.; GLIGANIC, L. A.; WOODROFFE, C. D. Towards more robust chronologies of coastal progradation: optically stimulated luminescence ages for the coastal plain at Moruya, south-eastern Australia. **The Holocene**, v. 25, n. 3, p. 536-546, 2015. DOI: 10.1177/0959683614561886
73. OTVOS, E. G.; CARTER, G. A. Regressive and transgressive barrier islands on the North-Central Gulf Coast—Contrasts in evolution, sediment delivery, and island vulnerability. **Geomorphology**, v. 198, p. 1-19, 2013. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.05.015
74. OTVOS, E.G. Coastal barriers—Nomenclature, processes, and classification issues. **Geomorphology**, v.139-140, p. 39-52, 2012. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.10.037
75. PAYTON, Charles E. Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. 1977.
76. RAFF, J. L.; SHAWLER, J. L.; CIARLETTA, D. J.; HEIN, E. A.; LORENZO-TRUEBA, J.; HEIN, C. J. Insights into barrier-island stability derived from transgressive/regressive state changes of Parramore Island, Virginia. **Marine Geology**, v. 403, p. 1-19, 2018. DOI: 10.1016/j.margeo.2018.04.007
77. REIMANN, T.; TSUKAMOTO, S.; HARFF, J.; OSADCZUK, K.; FRECHEN, M. Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating—An example from the Świna barrier (southern Baltic Sea, NW Poland). **Geomorphology**, v. 132, n. 1-2, p. 1-16, 2011. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.04.017
78. RINK, W.J.; LOPEZ, G.I. OSL-based lateral progradation and Aeolian sediment accumulation rates for the Apalachicola Barrier Island Complex, North Gulf of Mexico, Florida. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4, p. 330-342, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.08.001
79. ROCHA, T.B.; MAGALHÃES, B.L.; FERNANDEZ, G.B. Escalas interdecadal e interanual na avaliação da dinâmica da linha de costa: Um estudo de caso nas praias de Rio Das Ostras (RJ). *Revista da ABPEGE*, v.17, p.146-161, 2021. DOI: 10.5418/ra2021.v17i33.11879
80. ROCKETT, G. C.; BARBOZA, E. G.; ROSA, MARIA LUIZA C.C. Ground penetrating radar applied to the characterization of the Itapeva Dunefield, Torres, Brazil. **Journal of Coastal Research**, n. 75, p. 323-327, 2016. DOI: 10.2112/SI75-065.1
81. ROSA, M. L. C. C.; HOYAL, D.; BARBOZA, E. G.; FEDELE, J.; ABREU, V. S. River-dominated deltas: upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil. **SEPM**, v. 106, n. 13, p. 1-22, 2016. DOI: 10.2110/sepmsp.106.13.
82. ROSA, M. L. C. D. C.; BARBOZA, E. G.; ABREU, V. D. 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. DOI: 10.1590/2317-4889201720160138
83. ROSA, M. L. C.C.; TOMAZELLI, L. J.; COSTA, A. F. U.; BARBOZA, E. G. Integração de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterização do embasamento da região sudoeste da Bacia de Pelotas, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 4, p. 641-657, 2009. DOI: 10.1590/S0102-261X2009000400008
84. ROY, P.S.; COWELL, M.A.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. Wave dominated-coasts. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (org.). **Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge, Cambridge University Press, Cambridge, p.121-186, 1994. DOI: 10.1017/cbo9780511564420
85. SANTOS, N. B.; LAVINA, E. L.; PAIM, P. S.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; DOS SANTOS, V. O.; KERN, H. P. (2022). Relative sea level and wave energy changes recorded in a micro-tidal barrier in southern Brazil. **Quaternary Research**, v.1, p.1-13, 2022. DOI: 10.1017/qua.2022.23
86. SCARELLI, F. M.; SISTILLI, F.; FABRI, S.; CANTELLI, L.; BARBOZA, E. G.; GABBIANELLI, G. Seasonal dune and beach monitoring using photogrammetry from UAV surveys to apply in the ICZM on the Ravenna coast (Emilia-Romagna, Italy). **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 7, p. 27-39, 2017. DOI: 10.1016/j.rsase.2017.06.003
87. SCHWAB, W. C.; THIELER, E. R.; ALLEN, J. R.; FOSTER, D. S.; SWIFT, B. A.; DENNY, J. F. Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behavior of the barrier-island system between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York. **Journal of Coastal Research**, p. 408-422, 2000.
88. SEMINACK, C.T.; MCBRIDE, R.A. Geomorphic history and diagnostic features of former tidal inlets along Assateague Island, Maryland-Virginia: a life-cycle model for inlets along a wave dominated barrier islands. **Shore and Beach**, v.83, n.3, p. 3-24, 2015.

89. SEYMOUR, A.C; RIDGE, J.T.; NEWTON, E.; RODRIGUEZ, A.B.; JOHNSTON, D.W. Geomorphic response of inlet barrier islands to storms. **Geomorphology**, v.339, p.127-140, 2019. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.04.021
90. SHORT, A. D.; HESP, P. A. Beach and dune morphodynamics of the South East coast of South Australia. Tech. Rept. 84/1. Coastal Studies Unit, Department of Geography, University of Sydney, 142p, 1984.
91. SHORT, A.D.; HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine geology**, v. 48, n.3-4, p.259-284, 1982. DOI: 10.1016/0025-3227(82)90100-1
92. SILVA, A. B.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C.; DILLENBURG, S. R. Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, n. 70, p. 205-210, 2014. DOI: 10.2112/SI70-035.1
93. SIMMS, A. R.; ANDERSON, J.B.; BLUM, M. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. **Sedimentary Geology**, v. 187, n. 1-2, p. 105-125, 2006. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2005.12.023
94. STORMS, J.E.; WELTJE, G.J.; VAN DIJKE, J.J.; GEEL, C.R.; KROONENBERG, S.B. Process-response modeling of wave-dominated coastal systems: simulating evolution and stratigraphy on geological timescales. **Journal of Sedimentary Research**, v.72, n. 2, p.226-239, 2002. DOI: 10.1306/052501720226
95. SUURSAAR, Ü.; KALL, T.; STEFFEN, H.; TÖNISSON, H. Cyclicity in ridge patterns on the prograding coasts of Estonia. **Boreas**, v. 48, n. 4, p. 913-928, 2019. DOI: 10.1111/bor.12398
96. SWANEY, D. P.; HUMBORG, C.; EMEIS, K.; KANNEN, A.; SILVERT, W.; TETT, P.; PASTRES, R.; SOLIDORO, C.; YAMAMURO, M.; HENOCQUE, Y.; NICHOLS, R. Five critical questions of scale for the coastal zone. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v..96, p. 9-21, 2012. DOI: 10.1016/j.ecss.2011.04.010
97. THOM, B. G.; SHEPERD, M.; LY, C.K.; ROY, P. S; BOWMAN, G.M.; HESP, P.A. Coastal geomorphology and quaternary geology of the Port Stephens-Myall Lakes area. 1992.
98. 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. DOI: 10.2112/SI65-102.1
99. TIMMONS, E. A.; RODRIGUEZ, A. B.; MATTHEUS, C. R.; DEWITT, R. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. **Marine Geology**, v. 278, n. 1-4, p. 100-114, 2010. DOI: 10.1016/j.margeo.2010.09.006
100. TOLDO JR, E.; DILLENBURG, S.; ALMEIDA, L.; TABAJARA, L.; MARTINS, R.; CUNHA, L. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n. 1, p. 27-32, 1993.
101. TOLDO JR, E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B.; NICOLODI, J. L.; MARTINS, L. R. S. Retração e progradação da zona costeira do estado do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v.3, p.31-38, 2005.
102. TOLDO JR, E. E.; NICOLODI, J. L.; ALMEIDA, L. E. S. B.; CORRÊA, I. C. S.; ESTEVES, L. S. Coastal dunes and shoreface width as a function of longshore transport. **Journal of Coastal Research**, v. SI39, p. 390-394, 2006.
103. TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A.; DILLENBURG, S.R.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B.A. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Anais-Academia Brasileira De Ciências**, v. 70, p. 221-230, 1998.
104. TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. Considerações sobre o ambiente praiial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 1, p. 3-12, 1992.
105. TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A; DILLENBURG, S. R.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B. A. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Anais-Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, p.221-230, 1998.
106. TRAVESSAS, F. A.; DILLENBURG, S. R.; CLEROT, L. C. P. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 57, 2005.
107. TRINDADE, S. **Morfologia de fundo das Lagoas do Gentil e Manuel Nunes, Litoral Norte do RS**. Porto Alegre: 2019. 51p.
108. VAIL, P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLY, A.W. (org.). **AAPG Studies in Geology**, v.27, n.1, p.1-10, 1987.
109. VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSI, J. (org.). **Quaternary of South America and Antarctica Peninsula**. Balkema, Rotterdam, p 79-97, 1986.
110. WRIGHT, L.D. Nearshore wave-power dissipation and the coastal energy regime of the Sydney-Jervis Bay region, New South Wales: a comparison. **Marine and Freshwater Research**, v. 27, n.4, p.633-640, 1976.DOI: 10.1071/MF9760633

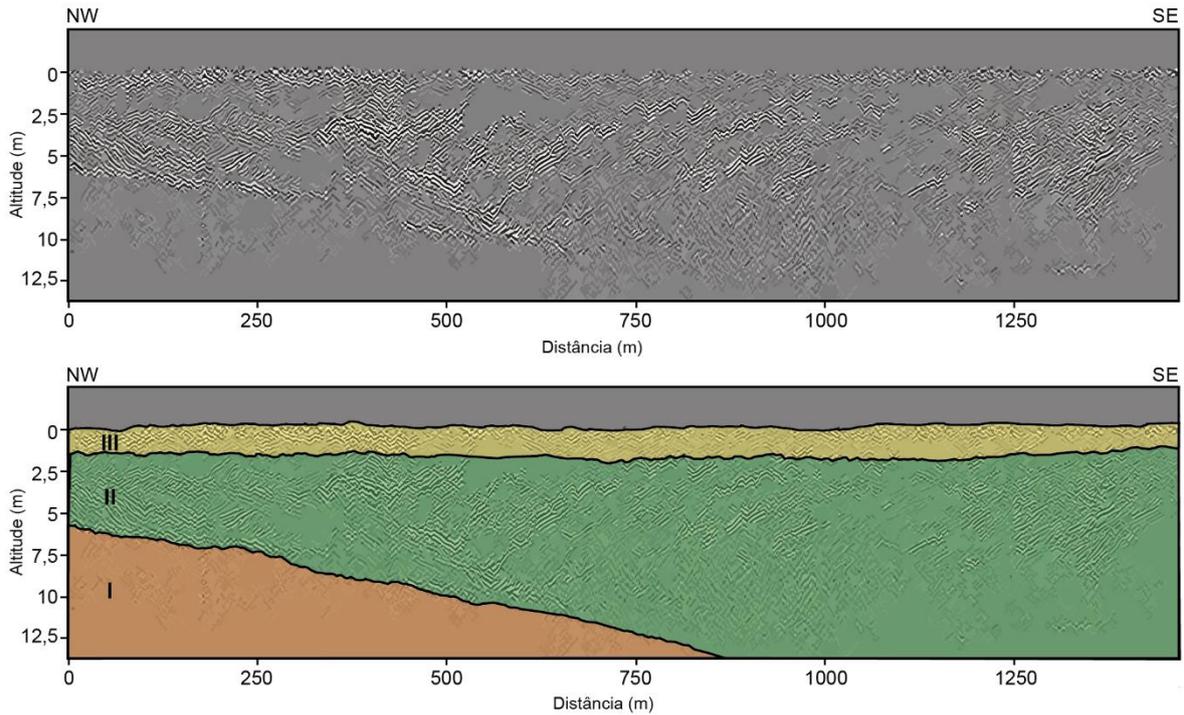


Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito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

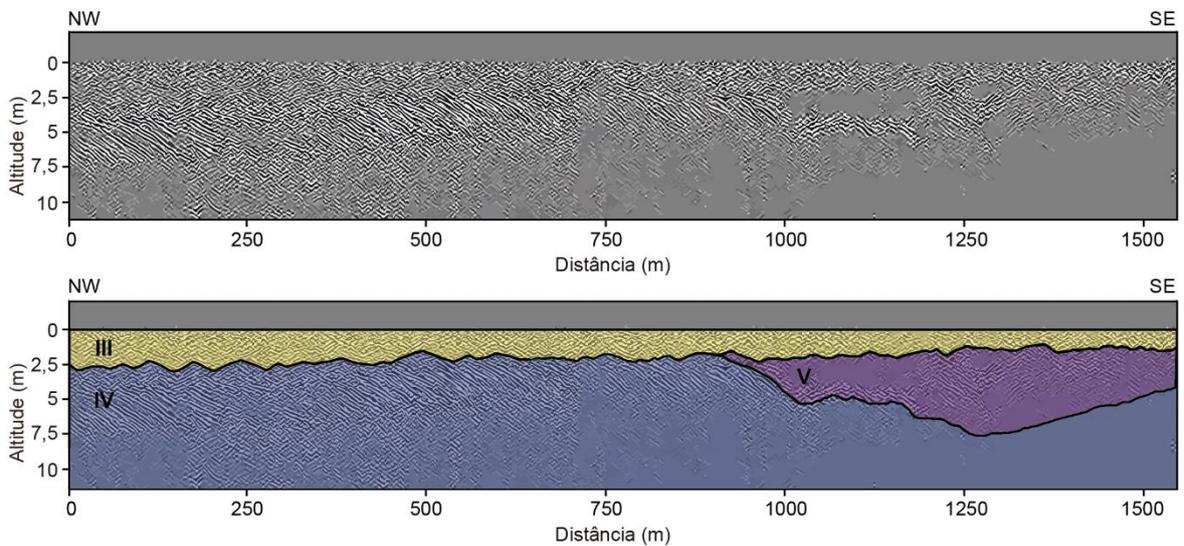
MATERIAL SUPLEMENTAR



Material Suplementar 1. Seção de GPR em Quintão processada e interpretada obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos. Essa seção não apresenta correção topográfica.



Material Suplementar 2. Seção de GPR em Pinhal processada e interpretada obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. I- Depósitos pleistocênicos; II- Depósitos lagunares; III- Depósitos eólicos. Essa seção não apresenta correção topográfica.



Material Suplementar 3. Seção de GPR em Imara processada e interpretada obtida com a antena de frequência central de 270 MHz. III- Depósitos eólicos; IV- Depósitos praias; V- Depósitos relacionados aos paleocanais. Essa seção não apresenta correção topográfica.