

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**MUDANÇAS RELATIVAS NO NÍVEL DE BASE
E EVOLUÇÃO RESULTANTE DE UM
SISTEMA LAGUNAR HOLOCÊNICO NO
EXTREMO SUL DO BRASIL**

Veridiana Oliveira dos Santos

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós Graduação em
Oceanologia, como parte dos requisitos
para a obtenção do Título de
Mestre.

Orientador: *Prof. Dr.* Salette de Amaral Figueiredo
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Co-Orientador: *Prof. Dr.* Paulo Sérgio Gomes Paim
Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), Brasil.

Co-Orientador: *Dr.* Natália Braun dos Santos
Observatório Nacional do Clima-MCTI, Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

MUDANÇAS RELATIVAS NO NÍVEL DE BASE E EVOLUÇÃO RESULTANTE DE UM SISTEMA LAGUNAR HOLOCÊNICO NO EXTREMO SUL DO BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de
Mestre

por

VERIDIANA OLIVEIRA DOS SANTOS

Rio Grande, RS, Brasil

Dezembro 2023

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

dos Santos, Veridiana Oliveira

Mudanças relativas no nível de base e evolução resultante de um sistema lagunar holocênico no extremo sul do Brasil

Veridiana Oliveira dos Santos. – Rio Grande:

FURG, 2023.

Número de páginas p. 98

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande.

Mestrado. Área de Concentração: Física dos

Oceanos e Clima; Geologia Marinha e Costeira; Biogeoquímica, Poluição e Ecossistemas Marinhos.

1. Holoceno. 2. LOE. 3. GPR. I. Mudanças relativas no nível de base e evolução resultante de um sistema lagunar holocênico no extremo sul do Brasil.

“Aqui estão os loucos. Os desajustados. Os rebeldes. Os criadores de caso. Os pinos redondos nos buracos quadrados. Aqueles que veem as coisas de forma diferente. Eles não curtem regras. E não respeitam o *status quo*. Você pode citá-los, discordar deles, glorificá-los ou caluniá-los. Mas a única coisa que você não pode fazer é ignorá-los. Porque eles mudam as coisas.”

Jack Kerouac.

Agradecimentos

A todas as pessoas e circunstâncias que fizeram com que essa dissertação pudesse ser iniciada, desenvolvida e concluída, desde o início da graduação até hoje.

Aos meus pais que desde cedo me mostraram como alternativa só o caminho da educação. Em um país onde a educação nem sempre é possibilidade nas famílias, nem prioridade do governo, sei do privilégio que tive.

À minha orientadora Salette. Obrigada pela paciência, dedicação e parceria, que ajudaram na minha construção enquanto pós-graduanda, e pelo exemplo de determinação feminina que representas em um universo ainda tão machista.

Agradeço à valiosa coorientação do Paulo Paim, pela competência e importante contribuição neste trabalho, desde a elaboração, saídas de campo, interpretação e discussão dos dados. Obrigada por não medir esforços, inclusive quando da necessidade de deslocamento de uma cidade a outra, e pela disponibilidade de tantos horários de reuniões.

Agradeço a coorientação e amizade da Natália Braun. Obrigada por me ensinar, atender e me acolher nas horas de insegurança, além de mostrar todos os caminhos nos momentos difíceis.

Agradeço ao Alex, meu parceiro e coaching de vida, por todas as dificuldades que enfrentou comigo nessa jornada, com a privação de horas infindáveis de convivência, enquanto eu trabalhava nesta dissertação. Obrigada por estudar comigo, cozinhar, ser meu suporte e cuidar de mim em todos estes momentos.

À minha amada e maravilhosa filha, Alice, que, pela pouca idade, nem entende o quanto representa de motivação em minha vida.

Agradeço a Sônia e Márcio, que realizaram as datações para a realização deste estudo.

Obrigada à FURG, universidade na qual me graduei em Oceanologia, a UNISINOS, universidade parceira em que iniciei como mestranda, e a USP por todo apoio.

RESUMO

Lagoas costeiras estão presentes em muitas costas ao redor do mundo, em uma grande variedade de configurações ambientais, sendo mais comuns em regiões de micromaré, como ocorre na costa sul do Brasil, leste americana, sudeste da Austrália e oeste da África. Entre os processos que contribuem para sua formação estão as variações do nível relativo do mar (NRM), a disponibilidade sedimentar, o clima, a amplitude de marés e a ocorrência de tempestades e processos eólicos e fluviais que podem acelerar processos de colmatção, extinguindo estes corpos de água ao longo do tempo. Estes sistemas lagunares, por vezes associados a barreiras costeiras, surgiram no Holoceno no hemisfério sul no final da Transgressão Marinha Pós-glacial. Para a costa brasileira, o nível do mar atingiu entre 2-5 metros (~5.6ka), estabilizando e caindo a partir de então. Lagoas costeiras podem ser um bom registro dessas flutuações, pois cordões praias lagunares registram os momentos de estabilização dos níveis de base e, portanto, do NRM. Além disso, podem conter informações através do registro de variações de curto prazo (diárias a sazonais) do nível de base da lagoa. O objetivo do trabalho foi identificar variações nos níveis de base de uma paleolagoa (aqui denominada Paleolagoa do Estreito) localizada na parte centro-sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), hoje quase que totalmente colmatada, delinear seus antigos limites e elaborar um modelo evolutivo desta ao longo do Holoceno comparando com as variações regionais do nrm. Utilizando dados de radar de penetração do solo (RPS), imagens de satélite, dados topográficos e datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), obteve-se o registro detalhado dos últimos 2.45 ka, identificando diferentes níveis de estabilização dos cordões lagunares, que concordam de modo geral com as curvas de variação para a região, apresentando porém pulsos progradacionais e uma oscilação de alta frequência onde o nível de base da lagoa subiu cerca de 0.54 centímetros. Além disso, foi observado que os limites desta paleolagoa se estendiam a SE e NW, sendo o rebaixamento do nível de base e os processos sedimentares eólicos responsáveis pelo fechamento desta.

Palavras-Chave: Holoceno; Cordões de praias lagunares; Evolução lagunar; LOE; GPR.

ABSTRACT

Coastal lagoons are present on many coasts around the world, in a wide variety of environmental settings, being more common in microtidal regions, such as the southern coast of Brazil, eastern America, southeastern Australia and western Africa. Among the processes that contribute to its formation are variations in relative mean sea level (NRM), sediment availability, climate, tidal range and the occurrence of storms and wind and river processes that can accelerate clogging processes, extinguishing these bodies of water over time. These lagoon systems, sometimes associated with coastal barriers, emerged in the Holocene in the southern hemisphere at the end of the Post-Glacial Marine Transgression. For the Brazilian coast, sea level reached between 2-5 meters (~5.6ka), stabilizing and falling thereafter. Coastal lagoons can be a good record of these fluctuations, as lagoon beach ridges record the moments of stabilization of base levels and, therefore, of the relative mean se-level (RMSL). Additionally, they can contain information by recording short-term variations (daily to seasonal) of the lake's base level. The objective of the work was to identify variations in the base levels of a paleolagoon (here called Estreito Paleolagoon) located in the central-southern part of the Rio Grande do Sul Coastal Plain (RSCP), today almost completely filled, to outline its ancient limits and develop an evolutionary model of this throughout the Holocene comparing with the regional variations of the RMSL. Using ground penetrating radar (GPR) data, satellite images, topographic data and optically stimulated luminescence (OSL) dating, a detailed record of the last 2.45 ka was obtained, identifying different levels of stabilization of the lagoon ridges, which agree in general with the variation curves for the region, however presenting progradational pulses and a high frequency oscillation where the base level of the lagoon rose by around 0.54 centimeters. Furthermore, it was observed that the limits of this paleolagoon extended to the SE and NW, with the lowering of the base level and the aeolian sedimentary processes being responsible for its closure.

Keywords: Holocene; Lagoonal beach ridges; Lagoon evolution; OSL; GPR.

Índice

Agradecimentos.....	v
Lista de Figuras da dissertação.....	x
Lista de Tabelas da dissertação.....	x
Lista de Figuras do manuscrito.....	xi
Lista de Tabelas do manuscrito.....	xii
Lista de Acrônimos, Abreviações e Símbolos.....	xii
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
Capítulo I: Introdução.....	01
Capítulo II: Objetivos.....	06
Capítulo III: Área de Estudo.....	07
Capítulo IV: Material e Métodos.....	15
4.1.Método do GPR.....	15
4.2.Aquisição e tratamento de dados com o GPR.....	18
4.3.Datação por luminescência opticamente estimulada (OSL).....	18
4.3.1.O método.....	19
4.3.2. Coletas em campo e datação das amostras.....	20
Capítulo V: Artigo Científico.....	22
Capítulo VI: Sínteses dos Resultados e Discussão.....	58
6.1. Superfície.....	58
6.2. Subsuperfície.....	58

6.3.Datação.....	65
6.4.Análise integrada dos dados de GPR, imagens de satélite e OSL.....	66
6.6. Variações do nrm e evolução da Paleolagoa do Estreito.....	60
6.7 Evolução paleogeográfica da Paleolagoa do Estreito.....	67
Capítulo VII: Considerações gerais.....	74
Capítulo VII: Conclusões.....	75
Capítulo VII: Referências Bibliográficas.....	77

Lista de Figuras da dissertação

- Figura 1.** Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Tomazelli & Villwock 1996 e Rosa 2012).....**9**
- Figura 2.** Planície Costeira do Rio Grande do Sul com destaque a perfil esquemático dos seus sistemas deposicionais e a correlação entre as barreiras e os picos da curva isotópica do oxigênio (Tomazelli e Villwock, 2000).....**10**
- Figura 3.** Localização da área de estudo.**11**
- Figura 4.** Barreiras costeiras ao longo da costa do Rio Grande do Sul. O mapa I exibe o setor norte e os mapas II, III e IV os setores cada vez mais ao sul. Modificado de Dillenburg e Hesp, 2009.....**12**
- Figura 5.** Padrões de terminações, geometria e configuração interna dos refletores para a interpretação das radarfácies. Neal (2004)**17**
- Figura 6.** (a) Radargrama A e (b) sua versão interpretada. Note-se o aprofundamento da Paleolagoa do Estreito para sudeste, atingindo profundidades de cerca de 4,5 m (abaixo de cerca de 2 metros dos depósitos eólicos modernos), e a falta de qualquer evidência relacionada com a margem oriental da paleolagoa. Os números 5, 11, 12 e 20 estão relacionados aos cordões lagunares associados, mas expostos, enquanto os números 3a e 3b representam exemplos das fácies de radar homônimas.....**63**
- Figura 7.** Estágios de evolução do sistema lagunar. A linha sólida em vermelho nas figuras, representa a localização onde o perfil altimetria vs distância foi realizado. Desenho esquemático não representa as escalas de distâncias e profundidades reais.....**73**

Lista de Tabelas da dissertação

- Tabela 1.** Valores de constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação para diferentes materiais (Porsani, 1999)**16**

Lista de Figuras do manuscrito

Figura 1. Simplified geological map of the Rio Grande do Sul Coastal Plain (modified from Tomazelli and Villwock, 1996; and Rosa, 2017).....	27
Figura 2. Location of the study area in the Southern sector of the Rio Grande do Sul Coastal Plain.....	29
Figura 3. Location of the GPR surveys (A, B, C red lines) and OSL dating sampling. Image from Google Earth (https:// Earth.google.com retrieved in June 2023).....	30
Figura 4. A) Detailed view of part of the study area with the labelling of the beach ridges and location of the dated samples. The orange line records the limit between LBS III and IV. Notice the larger spacing between the beach ridges 11 e 12 relative to the others. B) Delineation of the more expressive beach ridges (white, numbered lines) towards the GPR surveys for correlation between surface and subsurface data. Images from Google Earth (https:// Earth.google.com) accessed in June 2023.	30
Figure 5. Geological map of the study area. “B” stands for barrier; “b” for beach; “td” for transgressive dunes; “l” for lagoon; “rl” for residual lagoons; and II, III and IV for the relative age of the successive barrier systems (see text for their absolute ages).....	33
Figura 6. (a) Radargram A and (b) its interpreted version. Notice the south-eastwards deepening of the Estreito Paleolagoon, achieving depth of near 4.5 m (below about 2 m of modern eolian deposits), and the lack of any evidence related to the eastern margin of the Paleolagoon. The numbers 5, 11, 12 and 20 are related to the associated, but exposed beach ridges whereas the numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.....	37
Figura 7. (a) and (c) Radargram B and (b) and (d) its interpreted version. The number 12 is related to the associated, but exposed beach ridge whereas numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.....	35
Figura 8. (a) Radargram C and (b) its interpreted version. The numbers 12 and 20 are related to the associated, but exposed beach ridges whereas the numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.....	39

Figura 9. Cross-section presenting the age e position of the 20 samples collected for dating.....**40**

Figura 10. Exposed (blue line) and inferred (dashed blue line) Estreito Paleolagoon boundaries.....**45**

Figura 11. (A) Age transport (B); detail to show the moment of lagoon segmentation and residual lakes development at 0.65ka due to rbl drop and coeval lagoonal, fine-grained sedimentation; and (C) lagoon fill acceleration due to modern (1947 onwards) aeolian processes.....**46**

Figura 12. Stages of evolution of the lagoon system. The solid line in red in the figures, represents the location where the altimetry vs distance profile was carried out Schematic drawing does not represent actual distance and depth scales.....**49**

Lista de Tabelas do manuscrito

Tabela 1. Results for samples dated by the OSL method, including radionuclide concentrations (^{238}U , ^{232}Th and K), dose rate (DR) and equivalent dose (De) data.....**56**

Lista de Acrônimos e Abreviações

E

EM – Eletromagnetics

G

GPR – Ground Penetrating Radar

L

LOE – Luminescência Opticamente Estimulada

N

NRM - Nível relativo do mar

O

OSL – Optically Stimulated Luminescence

P

PCRS – Planície Costeira do Rio Grande do Sul

R

RPS - Radar de penetração do solo

RSCP - Rio Grande do Sul Coastal Plain

RMSL - Relative Mean Sea Level

Capítulo I: Introdução

Lagoas costeiras representam ambientes de transição entre o oceano e continente, e estão presentes em cerca de 13% das costas ao redor do mundo [Berryhill *et al.* 1969, Pérez-Ruzafa *et al.* 2019]. Existe um registro de aproximadamente 409 lagoas costeiras salobras/salinas em todo o mundo, encontradas principalmente na Europa (45,7%), África (15,6%), América do Norte (15,4%), América Latina e Caribe (11,5%), Ásia (6,4%) e Oceania (5,4%) [Garcés-Ordóñez Ostin, *et al.* 2022]. Esses corpos de água têm tamanhos e formatos diferentes e podem ser totais ou parcialmente fechados e separados do mar por uma barreira costeira, pontal arenoso, recife ou banco de areia [Larson 2012, Kennish 2016, Pérez-Ruzafa *et al.* 2019].

Por definição, lagoas costeiras são: “Corpos de água interiores, encontrados em todos os continentes, orientadas de modo geral paralelas a costa, separadas do oceano por uma barreira e/ou por um ou mais inlets que permanecem abertos ou fechados intermitentemente, e com profundidades de alguns metros [Kjerfve 1994].

Estão frequentemente associadas a barreiras arenosas, formando sistemas laguna-barreira. Estas lagoas formam-se a partir de eventos transgressivos que afogam depressões topográficas anteriores a barreira, enquanto as barreiras se desenvolvem em sequências progradacionais geradas a partir de alto suprimento sedimentar e/ou rebaixamento do nível de base [Sander *et al.* 2016, Tamura *et al.* 2008, Taylor & Stone 1996, Santos *et al.* 2022]. Barreiras costeiras estão distribuídas no mundo com a contribuição estimada em 17,6% para a América do Norte, 12,2% para a América do Sul, 5,3% para a

Europa, 17,9% para a África, 13,8% para a Ásia e 11,4% para a Austrália [Barnes 1980].

Inúmeros processos contribuem para a evolução dos ambientes lagunares costeiros [Cooper 1994], incluindo variações relativas do nível do mar, clima, regime de ondas, marés e tempestades [Anthony *et al.* 2009]. Possuem sua formação e evolução associadas a herança geológica, ao aumento ou a diminuição do nível relativo do mar, a disponibilidade sedimentar, a amplitude de marés, a ocorrência de eventos extremos de tempestades que podem acelerar processos de colmatação devido a formação de leques de sobrelavagem (*overwash fans*) [Bird 1994], e colmatação através de preenchimento fluvial e eólico [Cooper 1994].

As lagoas interceptam os sedimentos transportados pelos rios e oriundos dos ventos até o momento em que o espaço de acomodação dentro das bacias lagunares se esgota [Adlam 2015]. A capacidade de acomodação é definida pelo espaço disponível entre o fundo lagunar e o topo da coluna de água. Uma lagoa costeira pode, portanto, sofrer processos de colmatação ao longo do tempo, o que a pode levar ao desaparecimento e surgimento de áreas alagadiças e pântanos locais. Inicialmente em uma lagoa recém formada e com boa capacidade de acomodação, os sedimentos se depositam sem interferências. À medida que a sedimentação preenche o espaço de acomodação, diminuindo a profundidade da lagoa, a velocidade orbital das ondas de vento começa a ter papel crucial na deposição, perturbando os sedimentos e aumentando a turbidez especialmente em lagoas sem conexão com o oceano, instalando assim a maturidade total do sistema laguna [Adlam 2014].

Durante o Holoceno, muitos sistemas laguna-barreira se desenvolveram ao redor do mundo em costas de declive suave, dominadas por ondas e com disponibilidade sedimentar, surgindo e evoluindo como resposta a variações do nível relativo do mar [Dillenburg & Hesp 2009], em regiões situadas na costa sul do Brasil, costa leste americana, sudeste da Austrália e costa oeste da África.

Ao longo do litoral sul-sudeste brasileiro, em ~ 6ka, durante a Transgressão Marinha Pós Glacial (TMP), o nível relativo do mar estava entre 2 e 4 m acima do atual [Martin *et al.* 1979, 2003, Suguio *et al.* 1985; Dominguez *et al.* 1990, Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 2006], iniciando uma estabilização e queda desde então [Martin *et al.* 1979, 2003, Angulo & Lessa 1997, Angulo *et al.* 1999, 2006, Barboza *et al.* 2021, Santos *et al.* 2022]. Sistemas lagunares se consolidaram após esta estabilização em regiões morfologicamente rebaixadas, quando barreiras costeiras se formaram, isolando total ou parcialmente estes ambientes de baixa e média energia [Bird 1994].

Mudanças no nível relativo do mar são impulsionadas pelo efeito líquido da isostasia (glacio-, tectono- e hidro-), tectônica e fatores locais (regime de marés e ondas, mudança ou consolidação de sedimentos), fenômenos esses que atuam em uma variedade de escalas espaciais e temporais [Holz 1960].

Lagoas costeiras podem ser um bom registro dessas flutuações, pois cordões de praias lagunares/litorâneos (*beach ridges*) registram os momentos de estabilização do nível de base e, portanto, do nível relativo do mar [Scheffers *et al.* 2012, Costas *et al.* 2016, Tamura 2012, Hede *et al.* 2013, Sander *et al.* 2016]. Isto decorre da proximidade da costa e sua influência direta no lençol freático, o que também significa que uma queda pode influenciar no assoreamento destes corpos de água litorâneos. Além disso, podem conter

informações sobre outras variáveis, como precipitação, regime de ventos e ondas e dinâmica costeira, através de registro importante em termos de mudanças de curto prazo (diárias a sazonais) do nível de base da lagoa [Santos et al. 2022]. Cordões lagunares ocorrem tanto em praias oceânicas (Dillenburg et al. 2009) quanto em lagoas e lagunas [Manzoli 2016, Bitencourt et al. 2016]. Estes cordões se formam como sequências de progressão ao longo da praia/lagoa, como resposta ao aporte de sedimentos e variações do nível relativo do mar [Taylor & Stone, 1996, Clemmensen & Nielsen 2010, Clemmensen et al. 2012, Tamura 2012]. O termo cordão litorâneo, aqui utilizado, aplica-se feições deposicionais múltiplas, semiparalelas, estabilizadas e construídas por ondas e ventos [Otvos 2000].

A investigação dos sistemas laguna-barreira e seus sistemas deposicionais como as *beach ridges*, tem sido alvo de diversos estudos [Barboza et al. 2021, Bristow et al. 2006, Prasad et al. 2023, Tamura 2019, Bittencourt 2016, Dillenburg et al. 2017, Santos et al, 2022, entre outros], utilizando o Radar de penetração no solo e técnicas de datação por luminescência opticamente estimulada. Também conhecido como GPR ou georadar, esta é uma ferramenta geofísica com ampla gama de aplicações que tem sido usado para ajudar a restringir problemas em diversos campos, como arqueologia, caracterização ambiental de sítios, glaciologia, hidrologia, detecção de minas terrestres não detonadas e geologia. Na geologia sedimentar, o GPR é usado principalmente para estudos estratigráficos onde perfis quase contínuos e de alta resolução ajudam na determinação da arquitetura estratigráfica, da geometria dos corpos de areia, e da correlação e quantificação de estruturas sedimentares [Bristow & Jol 2003]. A Luminescência opticamente estimulada (LOE, em inglês OSL), é

empregada em áreas estéreis em matéria orgânica. A ideia central desta técnica é obter o período de tempo desde que o sedimento foi exposto pela última vez a luz solar ou sofreu um aquecimento acima de 100°C [Aitken 1998]. A aplicação da datação por OSL a sequências eólicas anunciou uma nova fase da geocronologia eólica [Stokes *et al.* 1999; Murray & Olley 2002, Li *et al.* 2007], pois a datação por radiocarbono pode ser problemática para a datação de areias devido ao seu baixo teor de carbono orgânico e à possível contaminação por carbono das raízes da vegetação moderna [Li *et al.* 2007].

Registros precisos das alterações dos sistemas laguna-barreira e cordões litorâneos associados, ao longo do tempo geológico são importantes, pois entender o passado auxilia no entendimento dos processos costeiros relacionados a evolução da linha de costa, lagoas e demais ambientes diretamente influenciados pelas variações do nível do mar.

Neste estudo, é lançada a hipótese de que uma paleolagoa costeira identificada a partir da análise de imagens de satélite teria uma extensão maior no passado, com seus limites se estendendo a SW e NE de sua área aflorante atual. Assume-se também a hipótese de que uma série de pequenos corpos lagunares hoje existentes, incluindo a Lagoa do Estreito e várias outras pequenas lagoas próximas, resultam do assoreamento quase que total desta paleolagoa, aqui cunhada como Paleolagoa do Estreito. Uma terceira hipótese vincula a evolução desta paleolagoa a oscilações do nível do mar.

Capítulo II: Objetivos

O presente estudo objetiva (1) buscar indicadores da presença da paleolagoa nos registros de superfície e subsuperfície localizados a SW da área aflorante.; (2) propor um modelo evolutivo para a paleolagoa, em toda a sua extensão; (3) avaliar as variações do nível de base lagunar ao longo do tempo e, assim, do nível relativo de mar; e (4) comparar essas variações com as curvas de variação do nível relativo do mar na região.

Capítulo III: Área de estudo

A Bacia de Pelotas localiza-se no sul da margem brasileira, limitada ao norte pelo alto de Florianópolis e ao sul pelo alto Polônio. Sua formação ocorreu a partir de eventos tectônicos que causaram a abertura do Oceano Atlântico Sul, acumulando mais de 10.000 m de principalmente sedimentos terrígenos desde a sua formação no início Cretáceo [Tomazelli & Villwock, 2000]. A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) (Fig. 1) é uma província fisiográfica alongada (620 km) e larga (até 100 km) que corresponde a porção emersa da Bacia Pelotas, correspondendo a um dos registros mais completos da sedimentação quaternária costeira brasileira. A PCRS estende-se do município de Torres até o de Santa Vitória do Palmar, com uma extensão de 33.000 km² abrangendo um grande número de corpos d'água costeiros, alguns deles de grandes dimensões, como a Lagoa dos Patos com área de 10.000 km² e Lagoa Mirim com uma área de 3.770 km² [Tomazelli et al. 2000].

Esta planície corresponde a uma típica costa dominada por ondas (energia moderada a alta) e submetida a um regime de micromaré. Associado a estes dois fatores, uma grande disponibilidade de areia e um suave declive da plataforma continental produziram condições ideais para o desenvolvimento de barreiras costeiras ao longo de toda a costa Sul-Riograndense (Dillenburg & Hesp, 2009), avançando para o Estado de Santa Catarina, a norte, e para o Uruguai, ao sul.

Nos últimos 400 ka, ao longo do Quaternário Médio e Superior, quatro sistemas laguna-barreira foram formados em associação com quatro eventos transgressivos/regressivos, especificamente a 325 ka, 230 ka, 125 ka e 7 ka

[Villwock & Tomazelli 1995, Rosa *et al.* 2017, Lopes *et al.* 2010, Lopes *et al.* 2020] (Fig.2). No decorrer do último destes episódios (7 ka) o nível do mar ultrapassou em cerca de 2 a 4 m seu nível atual durante o máximo transgressivo, entrando a seguir em declínio, quando então formou-se a Barreira IV, aprisionando uma série de lagoas cordiformes na região de retrobarreira [Tomazelli & Villwock 2000, Angulo *et al.* 2006].

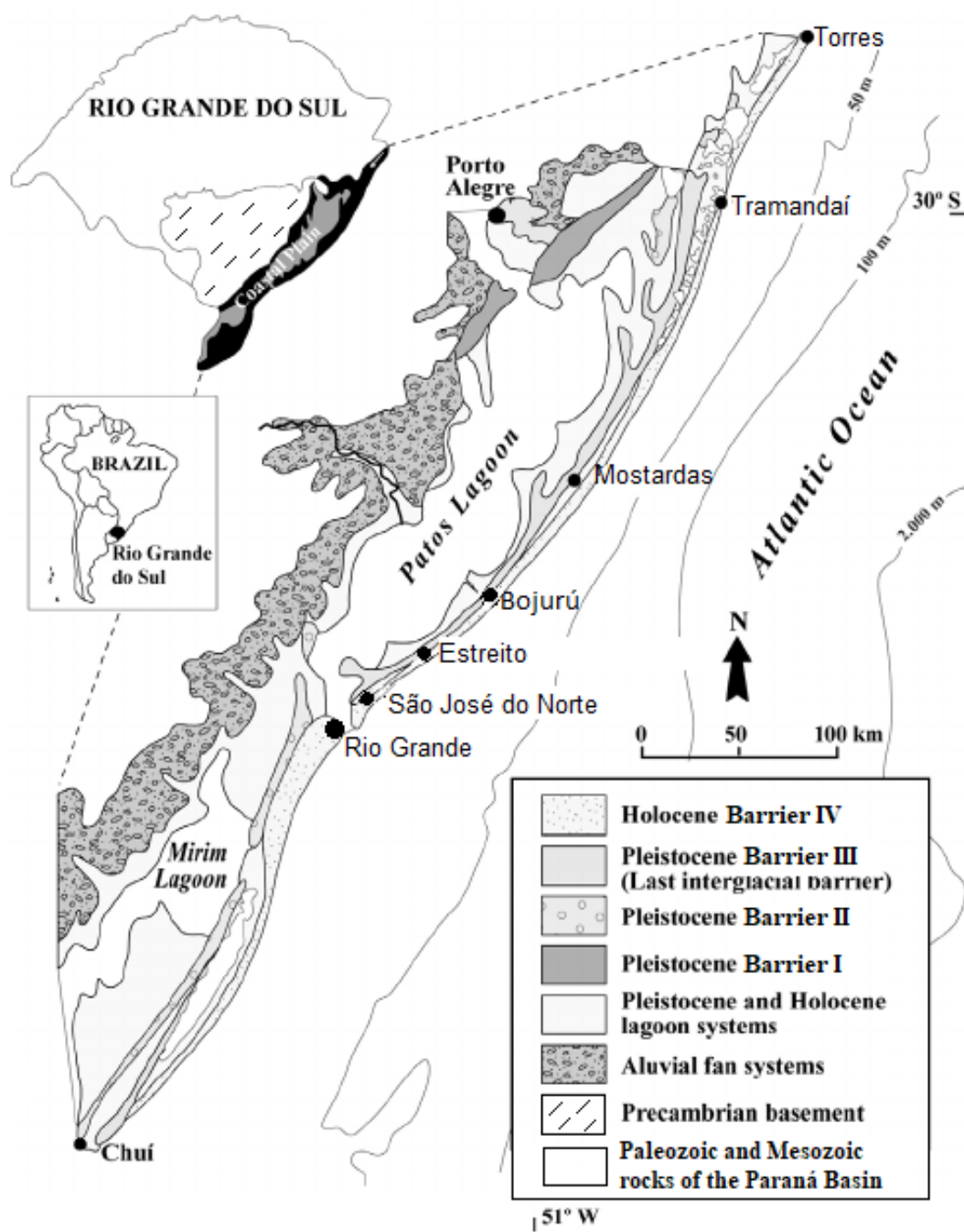


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Tomazelli & Villwock 1996 e Rosa 2012).

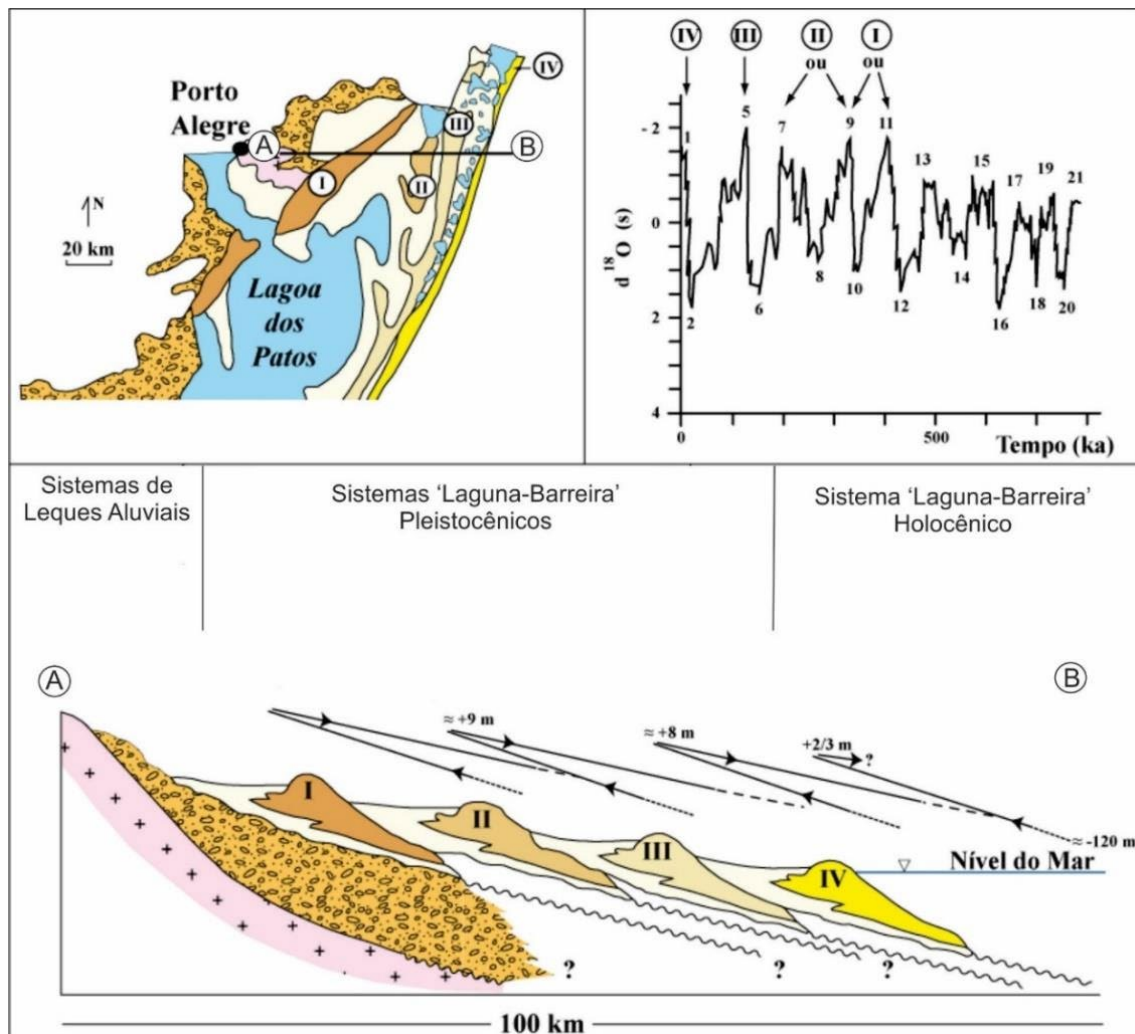


Figura 2: Planície Costeira do Rio Grande do Sul com destaque a perfil esquemático dos seus sistemas deposicionais e a correlação entre as barreiras e os picos da curva isotópica do oxigênio (Tomazelli e Villwock, 2000).

Variações de longo prazo na potência de ondas ao longo da costa levaram a diferenças no balanço sedimentar, gerando uma linha de costa não retilínea [Dillenburg & Hesp 2009], atualmente dividida em dois setores com embaixamentos (regressivos) e dois setores protuberantes (transgressivos) em direção ao mar (Fig.1 e 4). Ambas barreiras regressivas e transgressivas estão recobertas por campos de dunas transgressivas [Dillenburg & Hesp 2009]. Os setores protuberantes ou transgressivos apresentam afloramento de lama de origem lagunar na atual face da praia, representando zonas de erosão costeira. Nos setores com embaixamentos ou regressivos percebe-se uma progradação da

linha de costa que pode atingir até 18 km [Barboza *et al.* 2011, Dillenburg *et al.* 2017, 2009, Travessas *et al.* 2005].

A região entre Estreito e São José do Norte que corresponde a área de estudo deste presente trabalho (Fig. 3), se situa em um dos embaixamentos com a altura média de ondas sendo menor [Dillenburg & Hesp 2009], o que possibilitou a preservação dos depósitos aqui estudados, diferentemente do que ocorre como exemplo, na região de Bojurú e Mostardas, onde o afloramento de lamas lagunares na linha de costa atual e a recente queda do novo Farol da Conceição (2023), confirmam este padrão erosivo [Machado *et al.* 2010].

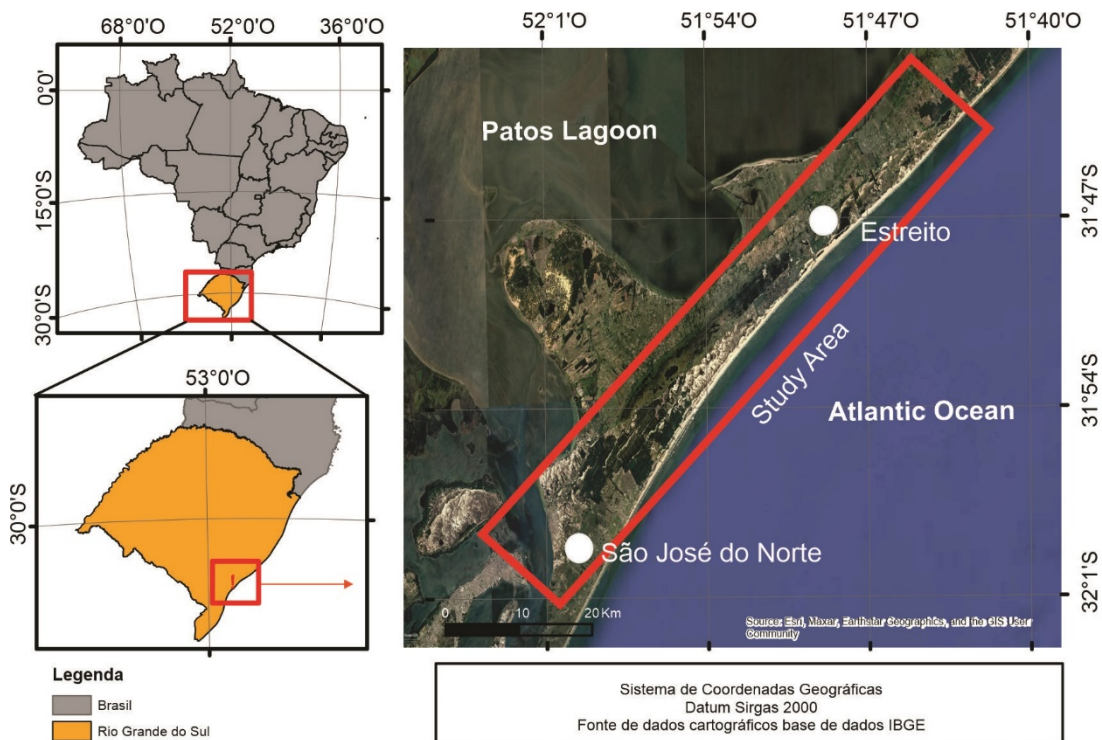


Figura 3: Localização da área de estudo.

A classificação da costa em setores transgressivos e regressivos refere-se, portanto, a relação entre o aporte sedimentar e as variações no nível relativo do mar. Nos setores regressivos, ou progradacionais, o registro sedimentar se mantém preservado como sucessões de antepraia. Da base em direção ao topo do pacote sedimentar analisado, serão observados ambientes de *lower*

shoreface / upper shoreface / foreshore / backshore. Esta arquitetura estratigráfica é resultado de uma diminuição do nível de base e/ou aporte sedimentar maior que as taxas de subida do nível relativo do mar (NRM) (neste último caso uma regressão forçada). As barreiras transgressivas ou retrogradacionais formam-se a partir da subida do NRM ou de um déficit sedimentar, restando no registro fácies de retrobarreira sobrepostas por fácies marinhas [Catuneanu et al. 2008, Reinson 1992].

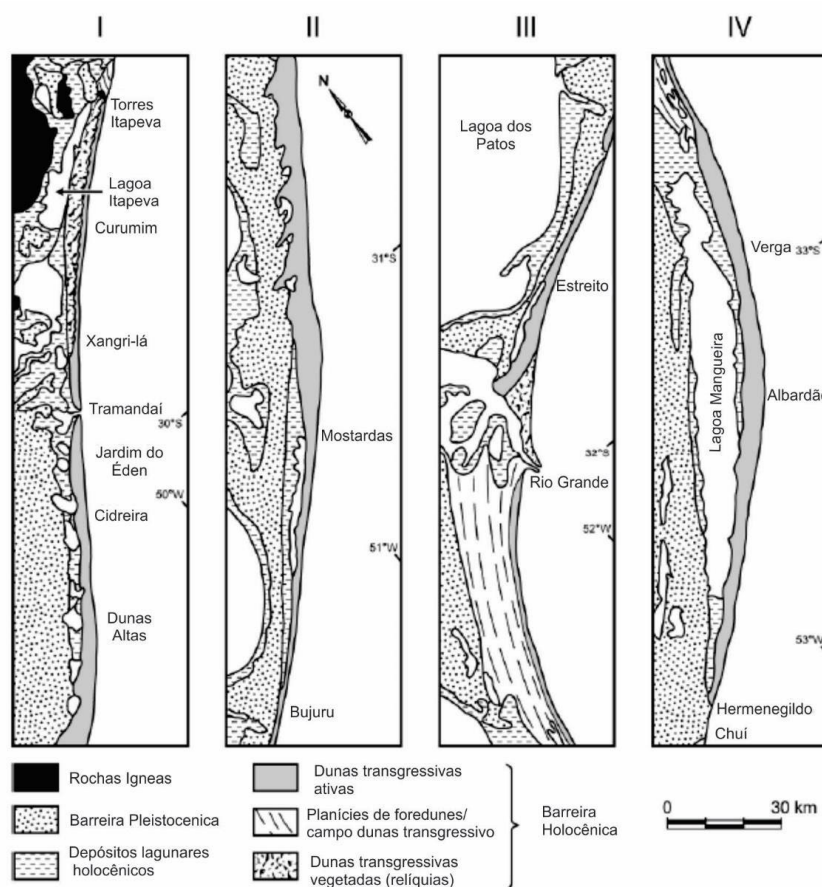


Figura 4. Barreira costeira ao longo da costa do Rio Grande do Sul. O mapa I exhibe o setor norte e os mapas II, III e IV os setores cada vez mais ao sul. Modificado de Dillenburg e Hesp, 2009

Os campos de dunas transgressivas observados ao longo da PCRS, têm sido descritos como formados (em uma escala de tempo geológico menor), em episódios de sedimentação eólica, em períodos de clima úmido e formação de solos. A expansão destes campos de dunas estaria relacionada a eventos

climáticos de aridez [Martinho *et al.* 2009, Rodriguez *et al.* 2016]. Variações no clima podem, portanto, auxiliar na formação de dunas, quando ocorre aumento da umidade e diminuição na velocidade dos ventos, estabilizando assim a vegetação costeira. Em anos de El Nino com o aumento da quantidade de chuvas, foi observada uma tendência de diminuição das taxas de migrações de dunas e aumento nas suas áreas estabilizadas pela vegetação. O oposto foi observado nos eventos de La Nina [Marconini & Maidana 2006].

A PCRS encontra-se dentro da zona tropical úmida e está sob o controle de massas marítimas de origem tropical e polar. O clima é classificado como temperado úmido, com taxas de precipitação média de 1300 mm [Nimer 1990]. As ondas possuem um regime bidirecional. Ondas provenientes de S e SE são geradas a partir da atuação do Anticiclone Móvel Polar e predominam durante o outono e o inverno, gerando erosão episódica associada a eventos de alta energia no inverno. Ondas de N e NE ocorrem principalmente durante a primavera e o verão e são formadas por ventos locais por meio da atuação do Anticiclone do Atlântico Sul [Krusche *et al.* 2002]. Períodos de acreção praial estão relacionados ao regime hidrodinâmico normal no verão [Oliveira 2006]. O período de onda médio está entre 9 e 12 segundos [Motta 1969], e ondas de tempestade apresentam alturas que podem chegar a 2.5 metros [Tozzi & Calliari 2000]. A deriva litorânea possui um transporte bidirecional, com resultante para NE, o que demonstra maior efetividade das ondas provenientes de S e SW [Tomazelli & Villwock 1996, Motta 1969, Toldo *et al.* 1993].

O transporte resultante da deriva litorânea é em sentido NE, resultado das ondas mais efetivas de S-SE, apresentando uma taxa líquida de 1.098.945 metros por ano [Sprovieri 2018]. A maré astronômica semi diurna possui

amplitude média de 0.80 m, apesar de que frequentes marés meteorológicas podem produzir elevações de até 1.55 m acima da maré prevista [Almeida *et al.* 1997, Calliari *et al.* 1996, Toldo *et al.* 1993]. Os principais sistemas climáticos geradores de ventos fortes para a costa do RS são os ciclones extratropicais, que se formam entre 30°S a 40°S, com duas trajetórias preferenciais, leste e sudeste, gerando tanto erosão quanto tempestades, com a maioria apresentando velocidades de propagação entre 20–40 km [Machado & Calliari 2016].

Capítulo IV: Material e Métodos

Esse estudo foi baseado em dados geomorfológicos adquiridos do Google Earth (<https://earth.google.com/web>), dados de subsuperfície obtidos através do GPR e datação por OSL. Os métodos e as coletas em campo serão descritos com detalhes a seguir:

4.1 Método do GPR

O método de aquisição de dados com o GPR (também conhecido como georradar ou radar de penetração do solo), é um método que utiliza ondas de rádio de alta frequência. Isso é feito por meio da geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos de energia eletromagnética de alta frequência (MHz) [Neal 2004]. Essas ondas respondem as propriedades eletromagnéticas do subsolo. A velocidade de propagação das ondas EM que é o principal fator de controle na geração de reflexões, é determinada pelo contraste relativo entre o material de fundo e o alvo [Davis & Annan 1989, Annan 2005, Neal 2004].

O equipamento de GPR consiste em uma antena de transmissão e uma antena de recepção, onde a antena transmissora gera um pulso que viaja para o subsolo e depois reflete em uma interface ou espalha fontes pontuais. Esta energia refletida/espalhada então viaja de volta à superfície, onde é gravado pela antena receptora. À medida que os dados são registrados durante o levantamento, traços sequenciais criam um perfil, sendo o resultado final o radargrama. Cada traço resultante é determinado pelas diferenças entre os

materiais. O tempo entre a transmissão, reflexão e recepção é medido em nanosegundos [Neal 2004].

A propagação e a profundidade de alcance das ondas EM dependem da frequência do sinal emitido e das propriedades elétricas dos materiais (condutividade elétrica, permeabilidade magnética, permissividade dielétrica). As variações nestas propriedades estão relacionadas à diferença na quantidade de água, nos tipos de sedimentos, na granulometria, na porosidade e na compactação [Annan 2001].

Tabela 1. Valores de constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação para diferentes materiais (Porsani, 1999).

Material	Constante Dielétrica	Condutividade (mS/m)	Velocidade (m/ns)	Atenuação (dB/m)
Ar	1	0	0,3	0
Água (destilada)	81	0,01	0,033	0,002
Água (doce)	81	0,5	0,033	0,1
Água (mar)	81	3000	0,01	1000
Arenito seco	2 – 6	0,01	0,15	0,01
Arenito saturado	20 – 30	0,1 – 1	0,06	0,03 - 0,3
Calcário	4 – 8	0,5 – 2	0,12	0,4 – 1
Folhelhos	5 – 15	1 – 100	0,09	1 – 100
Siltito	5 – 30	1 – 100	0,07	1 – 100
Argila	5 – 40	2 – 1000	0,06	1 – 300
Granito	5 - 7	0,01 – 1	0,13	0,01 – 1
Sal	5 – 6	0,01 – 1	0,13	0,01 – 1
Solo arenoso seco	2,6	0,14	0,18	0,14
Solo arenoso saturado	25	6,9	0,06	2,25
Solo argiloso seco	2,4	0,27	0,19	0,28
Solo argiloso	15	50	0,07 - 0,09	21

Os princípios da estratigrafia sísmica podem ser aplicados à interpretação de perfis de reflexão de radar [Baker 1991, Beres & Haeni 1991, Jol & Smith 1991]. Na estratigrafia sísmica, os perfis de reflexão são subdivididos em sequências sísmicas. Os pacotes sísmicos ou radarfácies são interpretados como unidades deposicionais constituídas por estratos geneticamente relacionados, que são limitados superior e inferiormente por inconformidades ou suas conformidades correlativas, pela sua geometria, ângulo de mergulho, terminações dos refletores, continuidade e amplitude [Neal 2004]. Os tipos de terminação dos refletores incluem truncamentos erosivo, *toplap*, *onlap* e *downlap* [Mitchum *et al.* 1977]. A interpretação destes pacotes sísmicos e de seus refletores torna possível a identificação dos diferentes subambientes (Fig.5).

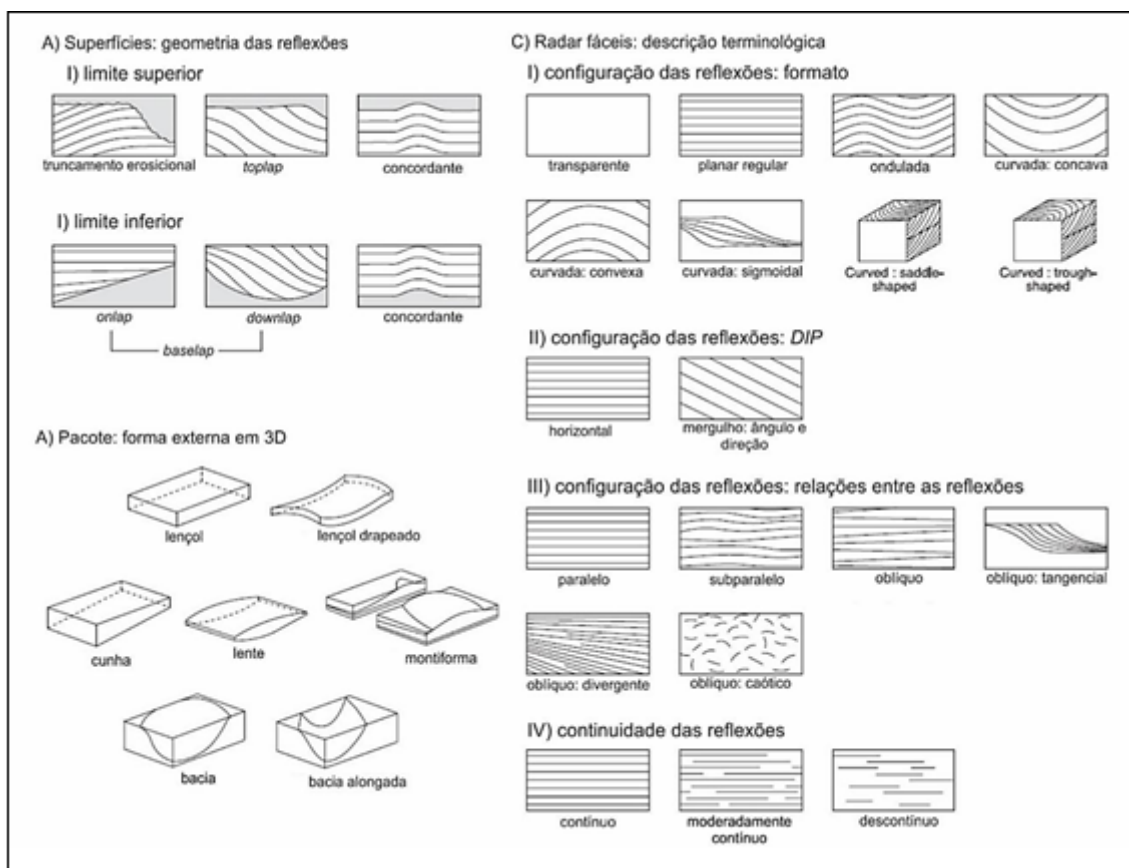


Figura 5: Padrões de terminações, geometria e configuração interna dos refletores para a interpretação das radarfácies. Neal (2004).

4.2 Aquisição e tratamento dos dados com o GPR

A aquisição dos dados com o GPR foi efetuada utilizando um equipamento RAMAC MALA® operando com uma antena *Snake* de 100 Mhz. Dados complementares obtidos com GPS de mão Garmin Etrex HCx foram coletados para retirada das coordenadas geográficas. Foram adquiridas 3 linhas perpendiculares à costa, em terrenos planos a levemente ondulados, em estradas de terra, perfazendo aproximadamente 5.2km de levantamentos eletromagnéticos.

O processamento dos dados brutos obtidos foi feito no software Reflexw® versão 4.5 (<https://www.sandmeier-geo.de/reflexw.html>). As seguintes ferramentas foram utilizadas: a) *Dewow*, para a remoção das baixas frequências; b) *Static Corretion*, para realocar os sinais no tempo 0 ns; c) *Background Removal*, para a retirada de anomalias externas e demais ruídos; d) *AGC Gain*, para compensar perdas de energia e realçar alguns sinais; e) *Timedepth Conversion*, para transformar o eixo z, adquirido em tempo pelo equipamento, para profundidade (em metros). Para realizar esse último procedimento, foi utilizada a ferramenta interativa de cálculo da velocidade média de propagação das ondas eletromagnéticas através de hipérboles de difração. A velocidade obtida foi de 0,137m/ns, que indica a velocidade média de propagação das ondas nos sedimentos e se situam dentro do esperado para areias quartzosas não saturadas [Neal & Roberts 2000]. Para interpretação das radarfácies foram utilizados conceitos básicos de sismoestratigrafia, como a análise da geometria dos refletores e suas terminações como *onlap*, *toplap*, *downlap* e truncamentos.

4.3 Datação por luminescência opticamente estimulada (OSL)

4.3.1 O método

Alguns materiais têm a capacidade de liberar parte da radiação incidente que precisará de algum estímulo para ser liberada. A liberação desta energia na forma de luz quando estimulada a algum tipo de estímulo é chamada de luminescência [Chen & McKeever 1997]. O comprimento de onda da luz emitida depende das características do material e não da fonte estimulante. No caso da OSL, o estímulo é oriundo de fontes de radiação de luz. O processo da OSL inicia com a exposição do detector à radiação ionizante. Nesta etapa, a excitação provoca o deslocamento dos elétrons para a banda de condução, gerando buracos na banda de valência. Os elétrons livres e os buracos são capturados pelos defeitos existentes no detector e permanecem em estado de latência, conhecido como estado metaestável. No processo de leitura, o detector é estimulado por fontes de luz com determinado comprimento de onda, ocasionando a recombinação dos pares elétrons-buracos. A emissão de luz visível, que será captada, é relacionada com a quantidade de dose absorvida [Yukihara & McKeever 2011].

A datação por OSL, por sua vez, foi introduzida por Huntley et al. [1985] a partir da emissão de luz verde (Argônio) em quartzo. Posteriormente a técnica começou a ser empregada tanto para o quartzo como para o feldspato, utilizando-se uma variedade de fontes de luz como estímulo. Até os anos 90, a grande maioria deste tipo de datação era realizada em feldspatos por meio da emissão de raios infravermelhos. Como o quartzo é insensível aos raios infravermelhos e requer a utilização de um laser com luz visível, que neste período ainda era muito caro, ele era pouco empregado. Com o desenvolvimento tecnológico foram elaborados lasers que emitem luz verde e azul, tornando o

procedimento economicamente mais viável e alterando assim o mineral de preferência e a técnica utilizada. Outra grande melhoria para o método foi a criação da alíquota única que também ocorreu nos anos 90. Duller [1991] foi o primeiro a utilizar o protocolo de regeneração com esta técnica (utilizando uma alíquota de 8 mg em feldspato). Logo após Galloway [1994] realizou o mesmo procedimento para o quartzo. O protocolo SAR (*Single-aliquot regenerative dose*) foi então sugerido por Murray e Roberts (1998) e aprimorado por Wintle e Murray [2006].

4.3.2 Coletas em campo e datação das amostras

Foram datados através do método de Luminescência Óptica Estimulada vinte cordões litorâneos lagunares previamente identificados em imagens de satélite e checados em campo (Fig. 4A). A técnica de coleta em campo consistiu na utilização de um tubo de PVC escuro com diâmetro de 1 polegada e comprimento de 10 cm. Foram abertas trincheiras de aproximadamente 50 cm nas cristas de praia, com o auxílio de uma pá de corte. Os tubos foram colocados de maneira horizontal (paralelos ao solo), nas mesmas profundidades (20 cm), com o devido cuidado para que não entrassem em contato com a luz solar. Posteriormente foram vedados com tampas e etiquetados, sendo enviadas ao Laboratório de Datação e Dosimetria da Universidade Federal de São Paulo (USP). No protocolo laboratorial, as amostras a serem datadas passam inicialmente por uma limpeza química, que consiste primeiro no peneiramento para seleção dos grãos, em malhas de 0,180 a 0,088 mm. Em seguida são banhadas com peróxido de hidrogênio por 24 hs para eliminação da matéria orgânica. A próxima etapa é a lavagem com água

destilada sendo então imersas em Sodumpolytungstate (SPT) para eliminação de minerais pesados, obtendo assim grãos puros de quartzo. A seguir, as amostras são imersas em ácido fluorídrico (HF) a 10% por 45 min para remoção de carbonatos e a superfície dos grãos de quartzo e feldspato, eliminando assim a ionização da partícula α , sendo então enxaguadas novamente com água destilada. As amostras, por fim, são imersas em HCl 10% por duas horas, para eliminar possíveis fluoretos formados durante o banho de HF, e então lavadas novamente com água destilada.

A determinação dos compostos radioativos naturais (U, Th e K-40) foi realizada por espectroscopia-gama, com os espectros das radiações gama das amostras sendo medidos por um detector de Germânio hiperpuro, com blindagem para ultra baixo BG, criostato, com fonte e programa de aquisição e análise de dados da marca Canberra e comparados com espectros emitidos por padrões de solos JR-1, JB-3, JG1a e JG-3. As contribuições das radiações cósmicas foram calculadas teoricamente utilizando as equações de Precott & Hutton (1994). Por fim, as doses de taxas anuais (*DA*) foram calculadas com os valores de U, Th e K-40 e a tabela de conversão para a taxa de dose de Adamiec & Aitken (1998). Leituras de radiação e luminescência foram realizados no equipamento Risø OSL/TL DA-20 e DA-15 com estimulação de luz azul, filtros Hoya U-340 e um $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ irradiados com fonte beta. O gráfico radial foi usado para analisar a distribuição de doses equivalentes (Galbraith & Roberts, 2012). Valores de superdispersão (OD) foram avaliados e a idade modelo central (Galbraith *et al.*, 1999) foi aplicada para calcular a Dose equivalente (*De*) final .

Capítulo V: Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico de corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Veridiana Oliveira dos Santos, Salette Amaral de Figueiredo, Paulo Sérgio Gomes Paim, Natália Braun dos Santos, Sônia Tatum, e Márcio Yee, é intitulado “**Relative base level changes and resultant evolution of a Holocene lagoon system in southernmost Brazil.**” e será submetido no periódico “*The Holocene*”.

Relative base level changes and resultant evolution of a Holocene lagoon system in southernmost Brazil

Veridiana O dos Santos¹, Salette A de Figueiredo², Paulo SG Paim², Natália B dos Santos³, Sônia Tatum³, Márcio Yee³

¹ Programa de Pós Graduação em Oceanologia, Laboratório de Morfodinâmica Costeira (LaMoc), Instituto de Oceanografia, Fundação Universidade do Rio Grande (FURG), Rio Grande, Rio Grande do Sul BR.

² Programa de Pós Graduação em Oceanologia, Laboratório de Morfodinâmica Costeira (LaMoc), Instituto de Oceanografia, Fundação Universidade do Rio Grande (FURG), Rio Grande, Rio Grande do Sul. BR.

² Programa de Pós Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), Porto Alegre, Rio Grande do Sul, BR.

³ Departamento de Geofísica, Observatório Nacional (MCTI), Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, BR.

³ Instituto de Ciências Marinhas, Universidade Federal de São Paulo (USP) São Paulo, BR

Corresponding author:

Veridiana O dos Santos, Instituto de Oceanografia, Fundação Universidade do Rio Grande (FURG), Av. Itália km 8, Rio Grande, RS, cep 96203-900 Brazil. e-mail: veridrs@yahoo.com.br

ABSTRACT

Coastal lagoons are present on many coasts around the world, being more common in microtidal regions. The processes that contribute to their formation and evolution include relative mean sea level changes, sediment availability, climate, tidal range, the occurrence of storms as well as wind and river processes that can accelerate clogging processes, extinguishing these bodies of water over time. These lagoon systems, emerged in the Holocene in the southern hemisphere at the end of the Post-Glacial Marine Transgression. For the Brazilian coast, relative sea level reached between 2 to 5 m above present-day sea-level (~5.6 ka), stabilizing and falling thereafter. Coastal lagoons can display a good

record of such fluctuations. Ridges record moments of relative base level stabilization and, of the relative sea-level. They can contain information by recording short-term, daily to seasonal variations of the lake's relative base level. The objective of this work was to identify variations in the relative base level of a paleolagoon (here called Estreito Paleolagoon), today almost completely filled, to outline its ancient limits and develop an evolutionary model throughout the Holocene compared to regional variations of the relative sea-level. Using ground penetrating radar data, satellite images, topographic data and optically stimulated luminescence dating, a detailed record of the last 2.75 ka was obtained. Several successive levels of lagoon beaches formation were identified. They present a good overall match to the regional relative sea-level curves, as they show a general falling trend of the lagoon relative base level. They also include a prolonged, high frequency rise (around 0.54 cm) followed by a stillstand stage of the lagoon relative base level. Furthermore, it was observed that the limits of this paleolagoon extended to the SE and NW, with the lowering of the base level and aeolian sedimentary processes being the main causes for its closure.

Keywords: Holocene; Lagoonal beach ridges; Lagoon evolution; OSL; GPR

I Introduction

Coastal lakes and lagoons comprise around 13 % of the present-day coastal areas of the world (Berryhill, 1969). Many processes control their development (Cooper, 1994), including geological heritage, relative sea-level (RSL) and base-level (RBL) changes, climate, wave regime, tidal amplitude, and sedimentary input and availability (Anthony et al., 2009). Extreme storm events may accelerate their filling through overwash fans (Bird, 1994) and / or eolian input. During the Holocene, many lagoons were developed on gently dipping, wave-dominated coastal areas with sediment availability as a response to RSL oscillations (Dillenburg and Hesp, 2009), in special on Southern Brazil, Eastern North America, Southeastern Australia and Western Africa coastal areas.

By the end of the Post-Glacial Marine Transgression (PMT), more specifically from 5 to 6 ka, the rsl reached 2 to 5 m above the present-day sea level along the Southern-Southeastern Brazilian Coast (Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1990; Angulo and

Lessa, 1997; Angulo et al., 2006; Martin et al., 2003). It has then stabilized and begun to fall afterwards (Martin et al., 1979, 2003; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al., 1999, 2006; Barboza et al., 2021; Santos et al., 2022). During this stabilization, coastal barriers were formed and isolated low-energy, coastal lakes and lagoon formed on associated lowlands (Bird, 1994; Adlam, 2014).

Changes on rsl result from the net effect of isostasy (glacio-, tectono- and hydro), eustasy and local processes, such as tectonics, wave and tidal regimes and sediment compactation. These phenomena play their role on a wide range of space and time scale (Holz, 1960). The accurate record of such changes is fundamental to explain coastal past and future evolution. Although beach ridges may be formed on both oceanic (e.g., Dillenburg et al., 2009) and lagoon (e.g., Manzolli, 2016; Bittencourt et al., 2016) settings, due to the overall low energy within coastal lakes and lagoons, they tend to provide an excellent record of such oscillations. In this way, lagoonal beach ridges record episodes of lagoonal rbl stabilization, hence rsl equilibrium considering the close relation between lagoon base level, water table and rsl (Scheffers et al., 2012; Costas et al., 2016; Tamura 2012; Hede et al., 2013; Sander et al., 2016).

Lagoon infill may be a result of a rbl drop and / or sedimentation rates large enough to fill accommodation space (Adlam, 2015). The lateral amalgamation of lagoonal beach ridges results from beach progradation due to a relatively high sediment supply (Taylor and Stone, 1996; Clemmensen and Nielsen, 2010; Clemmensen et al., 2012; Tamura, 2012). The term beach ridge is here applied to semi parallel, isolated, or amalgamated depositional ridges produced by waves and wind (Otvos, 2000).

Our hypothesis includes the idea that a series of small lakes and lagoons present in the study area, located in the central-southern part of the Rio Grande do Sul State Coastal Plain (RSCP), are just tiny remnants of a much large water body, hereafter named Estreito Paleolagoon. It also considers that this coastal Paleolagoon had a larger extent than its present-day exposure area does suggest. At least, it assumes that the Paleolagoon evolution may produce a detailed, local register of rsl changes.

Therefore, this study aims (1) to test the above-mentioned hypotheses; (2) to evaluate lagoonal base-level changes; (3) to compare such oscillations with regional rsl curves; (4) to propose an evolutive model for the Estreito Paleolagoon; and (5) to show the importance of studying lagoonal deposits to improve our knowledge on coastal dynamics and rsl changes.

II Study area

The Rio Grande do Sul State coast consist of a typical micro-tidal, wave-dominated shoreline (moderate to high wave energy) that advance into the Santa Catarina State, to the North, and Uruguay, to the South. Both wave and tidal regime, combined with a large availability of sand and a gentle dipping shelf, create the ideal conditions for coastal barrier development (Dillenburg and Hesp, 2009).

Along the last 325 ka, four successive highstands formed distinct lagoon-barrier systems (LBS I, II, III e IV) at 325 ka, 230 ka, 125 ka and 7 ka BP (Villwock and Tomazelli, 1995; Rosa et al., 2017; Lopes et al., 2010; Lopes et al., 2020) (Figure 1). During the last maximum transgressive stage (5.6 ka BP), the rsl reached 2 to 4 m above its present-day position and then stabilized. Barrier IV arose at this time and trapped several cordiform lagoons along its back barrier region. After this stillstand, rsl started to fall again (Tomazelli and Villwock, 2000; Angulo et al., 2006).

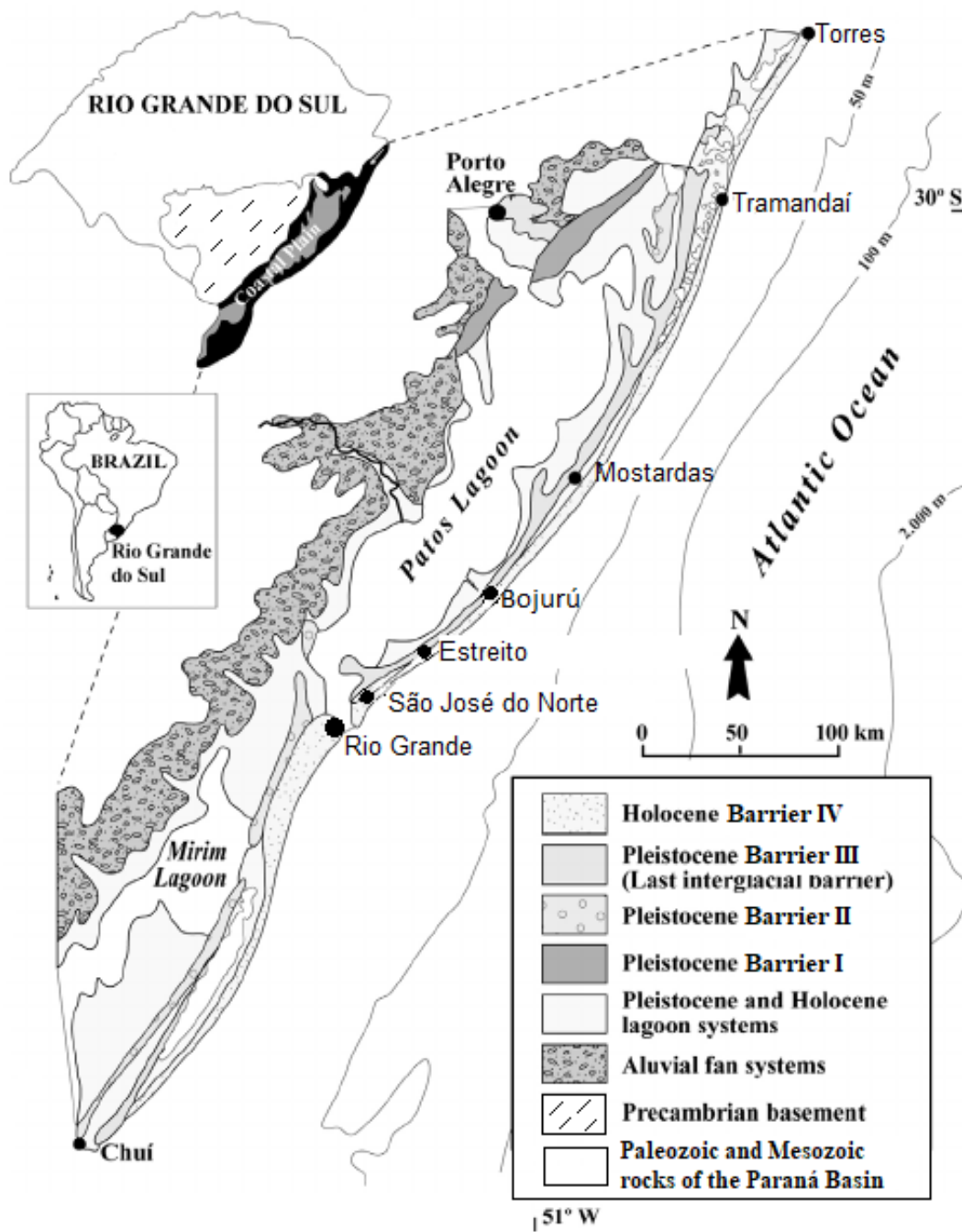


Figure 1: Simplified geological map of the Rio Grande do Sul Coastal Plain (modified from Tomazelli and Villwock, 1996; and Rosa, 2017).

Long-term changes on wave power have caused differences on coastal sedimentary budget and produced a curvilinear coast (Dillenburg and Hesp, 2009) comprising two embayments alternated with two coastal projections (Figura 1). In the re-entrances, like in the study area, between Estreito and São José do Norte, the mean wave height is relatively smaller, accumulation prevails, and normal regression (progradation) takes place, therefore increasing the preservation potential of the region here presented. Conversely, along the coastal protuberances, wave height is higher, erosion prevails, and

transgressive barriers are formed, like occurs in the region between Bojurú and Mostardas. There, the presence of lagoonal mud and peat cropping out along the present-day coastline, together with the recent fall of the Conceição Lighthouse, clearly attest the erosional nature of this sector (Machado and Calliari, 2016).

The study region is affected both by swells originated in the South Atlantic Ocean and waves produced by local winds. The former ones are associated with winter storms from S and SE and cause episodic coastal erosion whereas the last ones, related to winds blowing from N and NE, dominate the spring and summer and define intervals of beach accretion (Oliveira, 2006). The mean wave period is 10 seconds (Calliari and Klein, 1996) and storm waves may be 2.5 m high (Tozzi and Calliari, 2000). The net littoral drift (1,1 million m³ per year) is to NE as a result of the more effective, winter waves coming from S-SE (Sprovieri, 2018). The mean amplitude of the semi-diurnal astronomical tide is 0.67 m, although ordinary meteorological tides may rise the sea level up to 1.55 m above the expected tide height (Almeida et al., 1997; Calliari et al., 1996; Toldo et al., 2006). The main climate systems responsible for producing strong winds towards the Rio Grande do Sul coast are the extratropical cyclones formed between the latitudes 30°S and 40°S, which move to East or SE at velocities between 20 and 40 km/h (Machado et al., 2010).

In the study area, the lagoon-barrier system IV (LBS IV), the focus of this study, is up to 5.9 km wide. It is partially covered by low amplitude, transgressive dunes with subparallel to the coast crests. Part of the study area was altered by human action (roads, communities, and *Pinus sp* plantations). At last, lagoonal deposits, including terraces, beach ridges and parallel troughs, and transgressive aeolian dunes are well exposed and constitute the subject of this paper (Figures 2-3).

III Material and Methods

This study was based on (1) geomorphological and geological information interpreted from satellite image (<https://earth.google.com/web>); (2) subsurface data acquired by a Ground Penetrating Radar (GPR); and (3) age data obtained by optically stimulated luminescence (OSL) (Figures 2-3-4).

III.1 Satellite Image

A Google Earth satellite image was used for the identification, mapping and interpretation of geomorphological and geological features based on topography, morphology, colour, image texture, boundaries, and relative position of the distinct imaged terrains. In this way, two distinct lagoon-barrier systems were discriminated and,

within the LBS IV, distinct features were identified and have led to the interpretation of the different subenvironments that constitute this coastal depositional system.

III.2 Ground Penetrating Radar (GPR)

A RAMAC MALA[®] georadar connected to a 100 MHz snake antenna was used for subsurface data acquisition. Acquisition of about 5.2 km of electromagnetic data was performed on plane, unpaved roads along three, perpendicular to the coastline dip sections. A Garmin Etrex HCx GPS was used for geographical positioning.

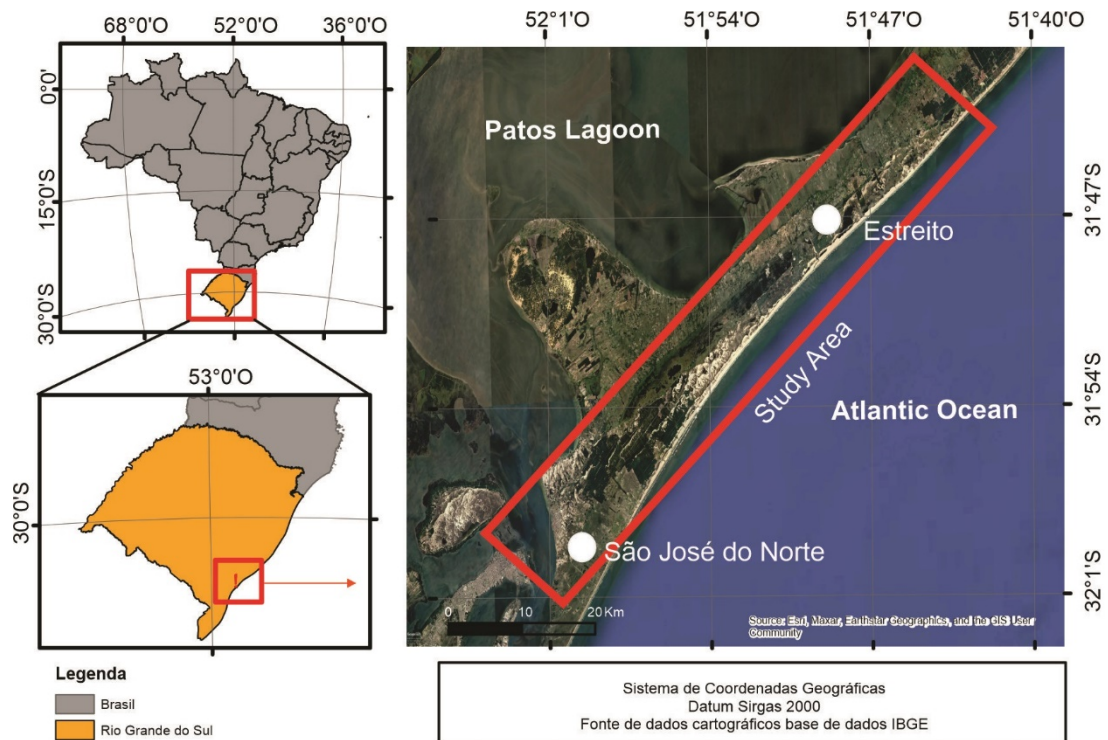


Figure 2: Location of the study area in the Southern sector of the Rio Grande do Sul Coastal Plain.



Figure 3: Location of the GPR surveys (A, B, C red lines) and OSL dating sampling. Image from Google Earth (<https://Earth.google.com> retrieved in June 2023).

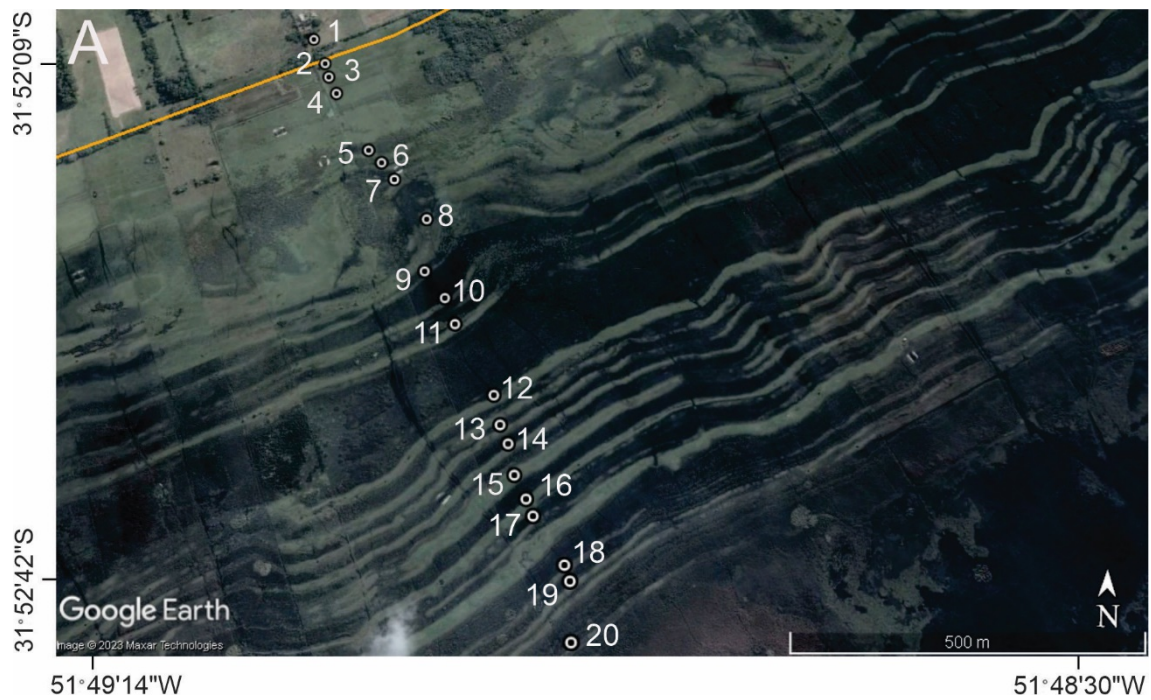




Figure 4: A) Detailed view of part of the study area with the labelling of the beach ridges and location of the dated samples. The orange line records the limit between LBS III and IV. Notice the larger spacing between the beach ridges 11 e 12 relative to the others. B) Delineation of the more expressive beach ridges (white, numbered lines) towards the GPR surveys for correlation between surface and subsurface data. Images from Google Earth (<https://Earth.google.com>) accessed in June 2023.

GPR data processing was performed in the Reflexw® version 4.5 software (<https://www.sandmeier-geo.de/reflexw.html>). The following tools were used: a) Dewow, for low frequencies removal; b) Static Correction, for time zero adjustment; c) Background Removal, for environmental noises exclusion; d) AGC Gain, for energy loss compensation and highlighting of some features; e) Time depth Conversion, to convert z-axis to depth (m) through the use of diffraction hyperboles generated at depth. From these hyperboles it is possible to calculate the mean propagation velocity of the electromagnetic pulse through the sedimentary package. Calculated mean velocity was 0.137m/ns, hence within the expected range for quartz-rich, unsaturated sands (Neal and Roberts, 2000). For radarfacies (RF) discrimination and interpretation, some basic concepts of seismic stratigraphy were used, such as reflectors terminations (onlap, toplap, downlap and erosional truncation), geometries and amplitude.

III.3 Optically stimulated luminescence (OSL) dating

Twenty lagoonal beach ridges identified in the satellite image (Figure 4A) and visited and sampled in the field were dated through the Optically stimulated luminescence (OSL) method. Dark, 1 pol wide and 10 cm long PVC tubes were used for field sampling.

About 50 cm deep trenches were cut into the beach ridges using a cutting shovel. PVC tubes were then horizontally introduced about 20 cm from the surface and removed, always taking care to rapidly close them with PC caps to limit, as much as possible, any exposure to sun light. PVC tubes were then sealed, labelled, and sent for the Dating and Dosimetry Lab of the Federal University of São Paulo (USP).

At the USP lab, samples passed through sieves for the selection of grain sizes between 0.180 a 0.088 mm. After that, a 24 hour long chemical cleaning with hydrogen peroxide was applied for organic matter removal. The next step included samples washing with distilled water followed by their immersion in Sodiumpolytungstate (SPT) for the exclusion of heavy minerals. This procedure resulted in samples containing only quartz grains. Later, samples were immersed for 45 min into 10% hydrofluoric acid (HF) for eliminating carbonate and a thin layer outside the quartz grain grains to eliminate ionization from alpha particles. Grains were again rinsed in distilled water, immersed for two hours into 10% hydrochloric acid (HCl), for eliminating fluorides that may have been formed during the rinsing with HF, and lastly washed again with distilled water.

The equivalent doses (D_e) are determined by the Single Aliquot Regenerative-dose protocol (Wintle and Murray, 2006). Forty-eight aliquots ($\sim 3\text{mg}$ of $180\text{-}210\ \mu\text{m}$) of the sample were initially used. The pre-heat plateau test for dose recovery was performed, the temperature of $220\ ^\circ\text{C}$ was obtained and a cut heat temperature at $180\ ^\circ\text{C}$ was adopted. D_e results of aliquots that passed by recycling ($\pm 10\%$) and recuperations ($< 5\%$) tests were utilized to final D_e value calculation. The final D_e value was evaluated with the "Radial Plot" (Galbraith and Roberts, 2012) and using the "NumOSL Program", for overdispersion (OD) $< 20\%$. The Central Age Model (CAM) and Finite Mixture Age Model (FMM) were used (Peng et al., 2013).

Determination of natural radioactive contents (U, Th, and K-40) was performed by gamma-spectroscopy. The samples for gamma ray spectra were measured using an ultra-low BG shielded and hyperpure germanium detector. Both source and software for data acquisition and analysis are made by the Canberra Inc and the results were compared to the spectra emitted by the soil standards JR-1, JB-3, JG1a and JG-3. The cosmic radiation contribution was theoretically calculated using the Precott and Hutton (1994) equations. Annual dose rates (DA) were determined using the U, Th e K-40 values and the conversion table for dose rate of Adamiec and Aitken (1998). OSL measurements were performed using an TL / OSL reader of RISO National Laboratory for Sustainable Energy, Technical University of Denmark, model Risø TL / OSL-DA-20. OSL were

made with blue light excitation (470 nm), at 120°C and detected in UV region using U-340 optical filter. The samples were irradiated with a $^{90}\text{Sr} / ^{90}\text{Y}$ beta source with dose rate of 0.069 Gy/s.

IV Results

IV.1 Surface

The satellite image analysis (Figure 5) reveals the presence of the LBS III (Upper Pleistocene) and IV (Holocene). Both geological units include urban as well as rural areas. However, the LBS IV terrain is lower, being relatively closer to the water table, hence more often flooded. For this reason, it is better preserved from the human action, hence allowing the identification of several geomorphological features.

The Estreito Paleolagoon, clearly visible in the satellite image (Figure 3), has its NW margin coincident with the Pleistocene / Holocene boundary (Figure 5). Beach ridges, recording temporary stabilization of old Paleolagoon shorelines, as well as small water bodies, representing minor remnants of the former Paleolagoon, are easily seen, and delineated in the central portion and northwestern margin of the Estreito Paleolagoon (white and green lines in Figure 4). On the other hand, the Estreito Paleolagoon eastern margin is fully covered by a transgressive dunes field that covers sands of barriers III and IV and advance onto the entire SE margin of the Estreito Paleolagoon (Figure 5).

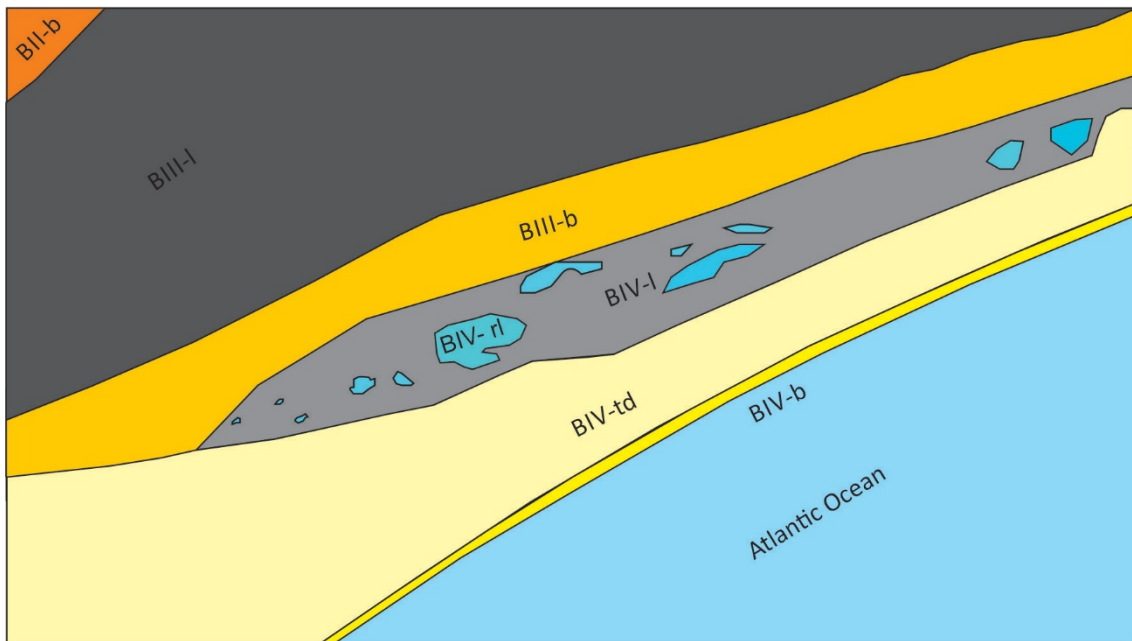


Figura 5: Geological map of the study area. “B” stands for barrier; “b” for beach; “td” for transgressive dunes; “I” for lagoon; “rl” for residual lagoons; and II, III and IV for the relative age of the successive barrier systems (see text for their absolute ages).

IV.2 Subsurface

The results here presented refer to the analysis of three dip-oriented (from continent to coastline) radargrams including lines: i) A, situated about 3.7 km southwestwards from the exposed portion of the Estreito Paleolagoon; ii) B, about 3 km far from the exposed Paleolagoon deposits; and iii) C, partially acquired directly on the Paleolagoon deposits (Figure 3). Good quality signal was obtained down to 10 to 15 m deep, with reflectors presenting distinct terminations, amplitudes, and geometries. These param, associated with the interpreted satellite image, have allowed a reliable interpretation of the radargrams.

GPR acquisition and sampling for dating have been done in distinct sites. However, it was possible to ascribe absolute ages to subsurface features through the mapping of the more expressive lagoonal beach ridges to the surroundings of line C (Figure 4B). From that point to the local where GPR surveys were made, the beach ridges were projected towards the GPR lines, following their main trend, and then compatible morphological features were searched in the radargrams at the estimated intersection points. The NW margin of the Paleolagoon is very well exposed, the beach ridges are easily identifiable, and present excellent continuity and similarity, hence allowing a secure correlation between surface and subsurface data. Therefore, it was possible to identify in the radargrams features that correspond to their exposed counterpart.

Radargram analysis was based on the identification of key surfaces and discrimination of radarfacies. Together, these subsurface elements brought into light pieces of evidence about the Paleolagoon bottom morphology and its infill. The subsurface features complement the evidence derived from the satellite image in which only the ultimate, superficial Paleolagoon fill is visible. The recognized key surfaces are described and commented along the following paragraphs together with the main characteristics of the differentiated radarfacies. As the same RF and key surfaces are present in all radargrams, a more comprehensive description, and more detailed interpretation, is done along the presentation of Line A. The description and interpretation of the other two radargrams focus on general aspects related to key surfaces and RF, only going into more details if new elements are involved.

Line A

About 300 m from the start of line A (Figure 6), where the projected SLB III / IV boundary should arise (Figure 4B), occur a well-defined, seaward-dipping reflector from now on named Orange Reflector (dashed orange line in Figura 6b). It is important to

notice the lack of similarity between the set of reflectors situated to the left (NW) and to the right (SE) of the Orange Reflector. For instance, compare the opposite dipping of the reflectors situated about 12m deep on both sides of the Orange Reflector. They dip to the left (towards the continent) on the NW side and to the right (towards the ocean) on the SE side. Altogether, these pieces of evidence indicated that the Orange Reflector records the cliff cut into Pleistocene sediments of the LBS III during the maximum PMT that took place around 5.6 ka BP (Figure 4). Along the following paragraphs, key surfaces and discriminated RF identified to the right (towards SE) of the Orange Reflector, *i.e.*, within the Holocene interval, are presented and interpreted.

RF 1: The lowermost radarfacies in the Holocene deposits (6 to 10 m deep) is characterized by low-amplitude, seaward-dipping reflectors. Individual reflectors present a sigmoidal geometry that is defined by an upper, nearly horizontal portion that gradually becomes steeper towards the ocean (clinoforms). They form groups of concordant reflectors bounded by reactivation surfaces, which are onlapped by the following group of sigmoidal reflectors. Additionally, this RF was successively deposited at lower levels. Identical RF in terms of reflectors amplitude, morphology and steepness (angle and sense of dip), occurrence as groups of reflectors that onlap reactivation surfaces, and an overall falling trend, has been identified in GPR studies performed on sandy barriers and strandplains of the RSCP. This RF has been related to oceanic shoreline deposits, more specifically to backshore (nearly horizontal, upper portion of the individual reflectors) and/or foreshore/upper shoreface (steeper portion of the individual reflectors) settings (Dillenburg et al.; 2004, 2017; Dillenburg and Barboza, 2014; Hede et al., 2013; Rosa et al., 2017; Santos et al., 2022). The concordant groups of sigmoidal reflectors, bounded by reactivation surfaces, have been understood as progradational intervals interrupted by cyclical storms. These high energy events erode previous deposits and produce surfaces that are later reactivated when the fairweather beach profile is recomposed (Santos et al., 2022). The gradual drop of the RF 1 regressive deposits has been associated with a forced regression (Santos et al., 2022). All mentioned interpretations sound logical explanations for the main characteristics of this RF. In addition, the low-amplitude of the reflectors points to a lithological homogeneity, which is coherent with the quartz-rich, well-sorted nature of the sands that constitute all barriers developed during the evolution of the RSCP.

RF 2: a group of low amplitude, irregular, but usually gentle dipping reflectors overlies the previous RF (between the green and blue lines in Figure 6). Low amplitude and overall geometry of these reflectors, as well as their stratigraphic position between

beach (RF1) and lagoonal (RF3) deposits, suggest that this RF has been deposited by aeolian processes related to sand sheets and/or parabolic dunes. In addition, the general aspects the aeolian deposits present in the uppermost part of the radargrams (above the red line in Figure 6), above which the GPR acquisition took place, re-enforce this interpretation as these modern aeolian deposits correspond to parabolic, low amplitude dunes (Figure 4).

Lagoon substrate: A high amplitude, irregular, but extensive reflector positioned between 3 and 5.5 m deep and presenting an overall deepening to the right (SE), suggests a contact between sediments with high electro-magnetic impedance contrast (blue line in Figure 6). Considering the probable sandy nature of the underlying aeolian deposits (RF2) and the relative heterogeneity (large amplitude differences) of the overlying reflectors, we interpret this high-amplitude reflector as the record of the lagoon substrate. Above it, fine-grained, usually muddy, but also heterolithic sediments lie on well-sorted, quartz-rich sands of the RF 2. The identification of this surface along all radargrams confirm the southwards extent of the Estreito Lagoon below the modern transgressive dunes.

RF 3: Above the lagoonal substrate, and below the modern aeolian deposits (*i.e.*, between the dashed blue and red lines in Figure 6), two radarfacies are discernible (RF 3a and RF 3b) based on their distinct amplitudes and geometries. RF 3a is characterized by low amplitude, sub-horizontal, irregular, and poorly distinct reflectors. In your own way, RF 3b reflectors displays variable, but usually median- to high-amplitude and a domic geometry. The poorly distinct, sub-horizontal and low amplitude nature of the RF 3a reflectors was ascribed to fine-grained sediments deposited within low energy settings, either in the troughs between the lagoonal beach ridges or in the lagoon deep settings. The dome shape and higher-amplitude of the RF 3b reflectors were related to the deposition of either sandy or sandy-muddy sediments along high- to medium-energy areas. More specifically, they are supposed to represent shoreface and foreshore settings subject to highly variable waves generated by local winds. The interpretation of both radarfacies was tested through the mapping of some features (beach ridges 5, 11, 12 e 20) from where samples for dating were collected to the closest area where GPR acquisition took place (Figure 4B). They were then projected to the GPR lines and related to comparable features in the radargrams (Figure 6b). Hence, it was possible correlating exposed beach ridges to domic reflectors present in the projected position along the radargrams (RF 3b).

Phreatic level: A red dashed line delineates a high-amplitude, horizontal, nearly flat, extensive reflector (Figure 6). Based on these pieces of evidence and also considering that the GPR surveys were performed just above the eolian cover, this unique and distinct reflector is here assumed as the record of the phreatic level, knowingly as shallow and situated near the top of the lagoonal deposits in the region.

As earlier reported, the interval that occur above the phreatic level (and lagoonal deposits) is similar to the RF 2 (sub-horizontal, irregular reflectors), except by a higher amplitude of the reflectors. Therefore, this interval is also ascribed to RF 2, recording an aeolian cover produced by transgressive dunes nowadays exposed and partially stabilized (Figures 3-4). The higher amplitude of the signal relative to the older occurrence of this same RF is ascribed to the drier nature of the sand present in this upper level, located just above the water table, hence allowing that even minor grain size changes might imply on higher amplitude reflections. At last, it is worth to emphasize that any matter about the Estreito Paleolagoon depth must discount this modern eolian cover and only consider the thickness of the lagoonal deposits as well as the depth of the lagoon basal substrate.

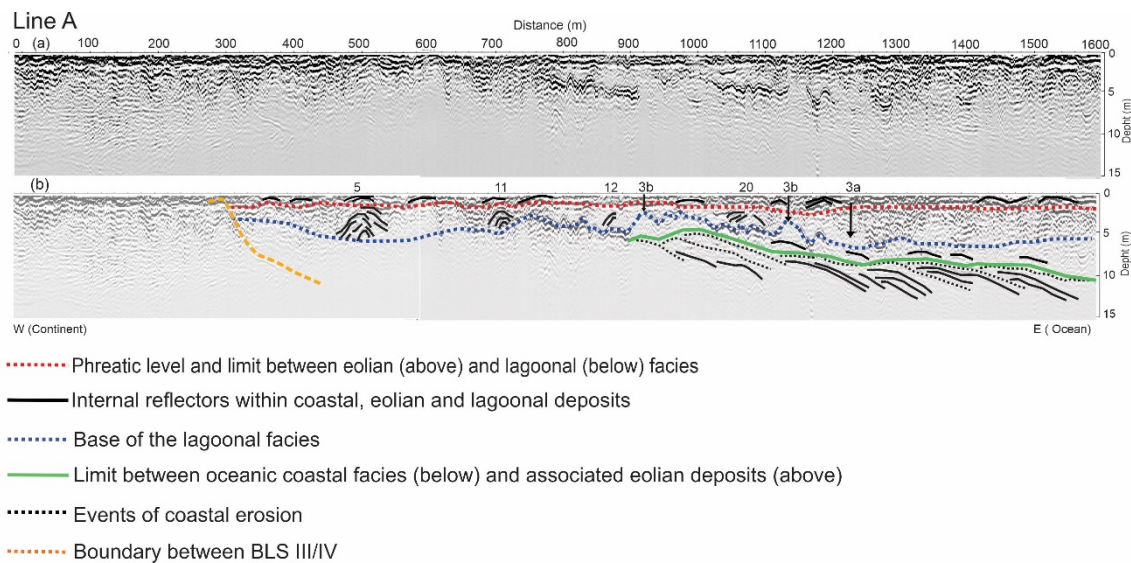


Figure 6: (a) Radargram A and (b) its interpreted version. Notice the south-eastwards deepening of the Estreito Paleolagoon, achieving depth of near 4.5 m (below about 2 m of modern eolian deposits), and the lack of any evidence related to the eastern margin of the Paleolagoon. The numbers 5, 11, 12 and 20 are related to the associated, but exposed beach ridges whereas the numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.

Line B

The same major surfaces before presented and interpreted (Radargram A – Figure 6) have also been identified in this radargram (Figure 7). The boundary between BLS III e IV (Orange Reflector) occur at around 60 m from the beginning of the radargram

(Figures 7a and 7b), near to where it should be considering its projection from the area where it crops out to the place where line B was acquired (Figure 4B).

RF 1 and 2 are very similar to their occurrence along Line A and hence interpreted in the same way. They only differ by the thicker record of eolian deposits (RF 2) in line B relative to line A. Both green (boundary between backshore / shoreface and eolian deposits of the barrier IV) and blue (lagoon deposits base) limits are clearly visible.

RF 3 includes both fine-grained, low energy and sand-rich, high-energy, foreshore to shoreface lagoonal facies (3a and 3b) presenting similar characteristics to those visible and earlier described (Line A). Phreatic level (red surface) and overlying modern eolian sands are also present along the uppermost interval of the radargram and they display the same general features listed along the description of Line A.

It is worth to notice the presence of several highs and lows along the continuous, about 2 km long record of the Paleolagoon bottom. Even considering (and removing) the modern eolian deposits, the bathymetry in the lagoon has locally reached near 8 m. Based on the morphology and origin of the RF 2 deposits, this distinctive lagoonal bottom morphology might derive from the outline of the previous eolian dunes. The landward-dipping reflectors within the lagoonal deposits (400 to 600 m far from the line begin) correspond to the exposed beach ridge 12.

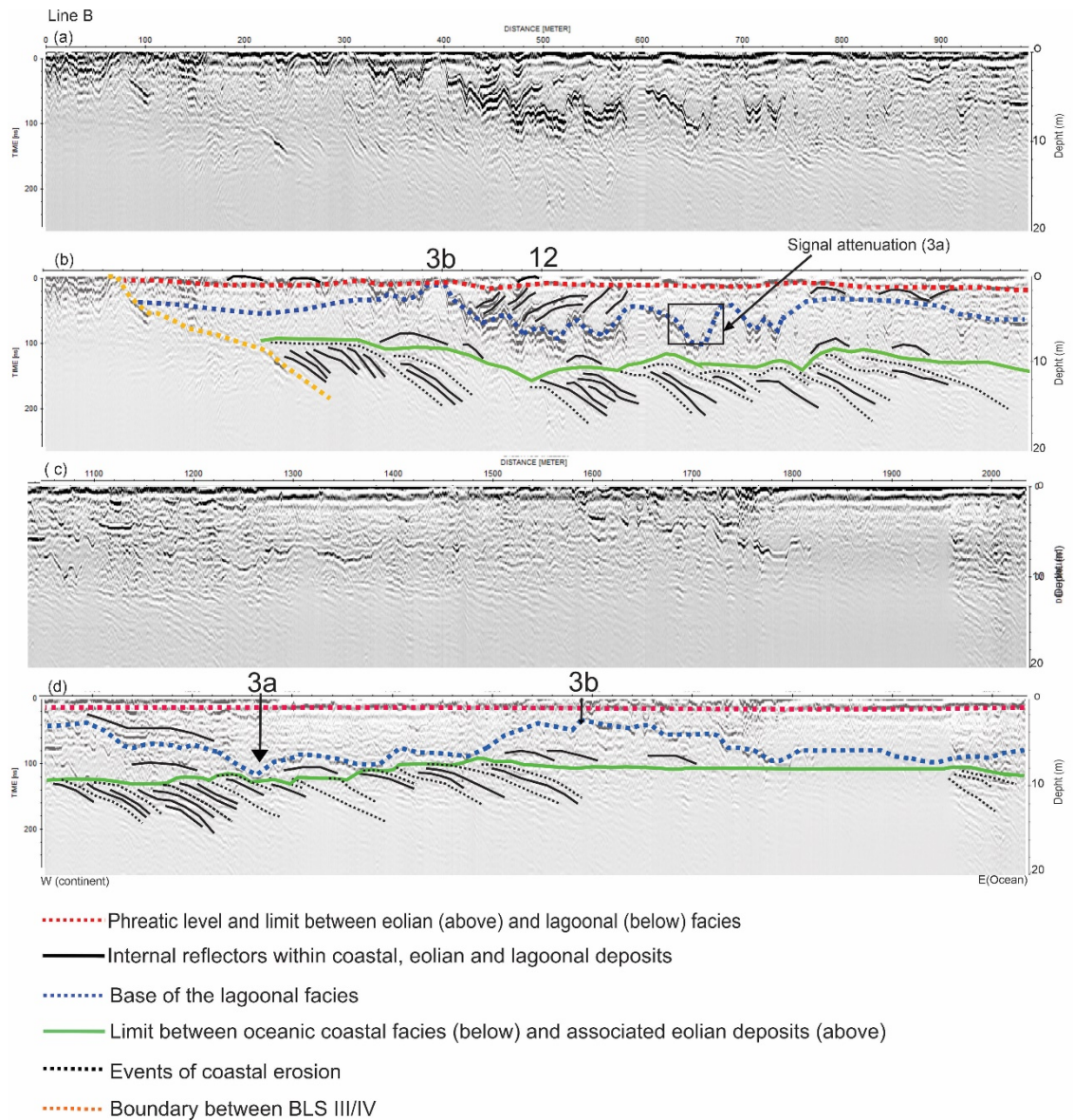


Figure 7: (a) and (c) Radargram B and (b) and (d) its interpreted version. The number 12 is related to the associated, but exposed beach ridge whereas numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.

Line C

This line represents the subsurface data acquired closer to the area where the Holocene lagoonal deposits and the Pleistocene/Holocene boundary are exposed (Figure 8). The later was correlated to a reflector that separates an area where no subsurface signal was received back (to the left) from another one presenting a much better signal quality (to the right). Its position in the radargram is coherent with the nearby exposed limit (Figure 4B). Different from the previous lines, RF 1 and 2 are not easily distinguishable, possibly due to the multiples created by the very high-amplitude blue reflector, at the base of the lagoonal deposits (Figure 8). After about 400 m, along which the base of the

lagoonal deposits is flat and located near the base of the modern aeolian facies (dashed red line), the lagoonal substrate start to dip steeply towards the ocean reaching a depth of about 8 m near the end of the radargram (discounting the modern eolian cover).

This radargram records both lagoonal radarfacies. RF 3a includes homogeneous, low amplitude reflectors that occur mostly at the base, but also towards the NW margin of the Paleolagoon. This spatial arrangement is consistent with low energy, muddy sedimentation taking place in profound (lagoon deep areas) or protected (throughs between beach ridges) zones. RF 3b occur in the upper part and, locally, in the NW margin of the Paleolagoon. It involves medium- to high-amplitude dipping reflectors, some of them connected to the exposed beach ridges 12 and 20. This disposition matches high energy, sandy depositional settings expected during the final phases of the lagoon fill or associated with beach ridges developed along the NW margin of the Paleolagoon.

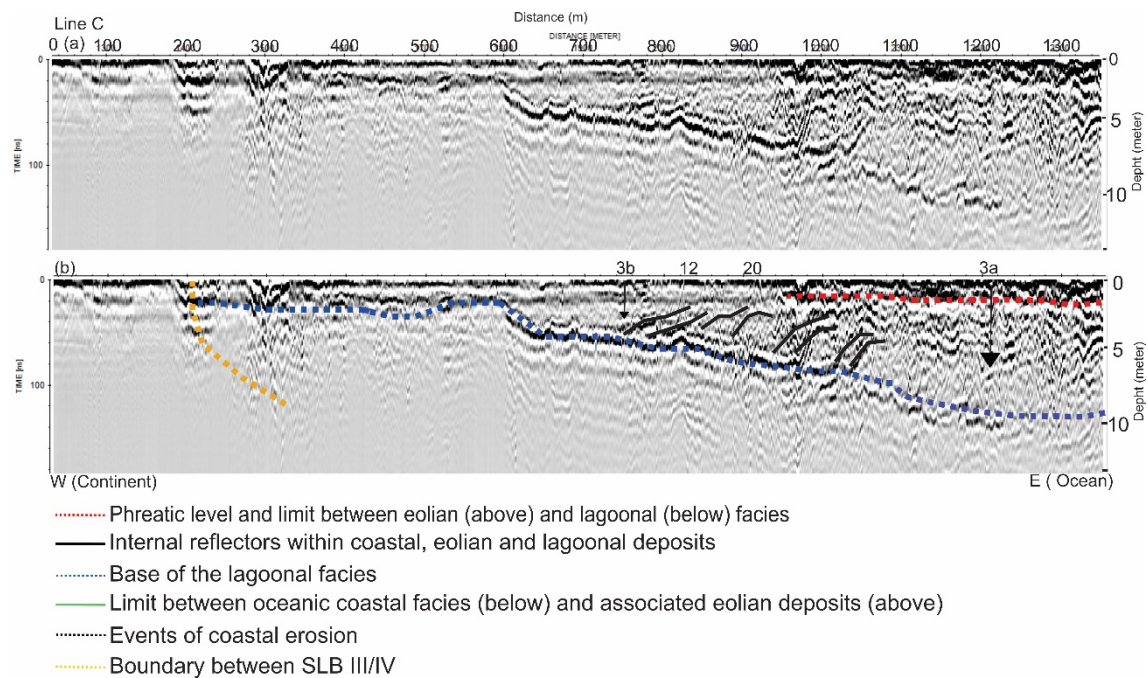


Figure 8: (a) Radargram C and (b) its interpreted version. The numbers 12 and 20 are related to the associated, but exposed beach ridges whereas the numbers 3a and 3b represent examples of the homonymous radarfacies.

IV.3 Beach ridges ages

It is possible to state that both age (as expected) and altitude of the dated beach ridges decrease towards the centre of the paleolagoon (Figure 9 and Annex 1). Small inversions on the general age trend (Figure 9) might reflect partial mixtures due to aeolian or human post-depositional remobilization or, in some cases, by the eventual split of the

Paleolagoon into two parallel water bodies, with reversing margins producing similar results.

The altitude of the beach ridges (subtracting 20 cm related to the sampling depth) is here assumed as an excellent *proxy* for the study of the local rbl (Figure 9). The altimetric fluctuations along the successive beach ridges points to (1) a 1.3 m drop of the lagoon rbl from $2,450 \pm 100$ BP to $1,800 \pm 70$ BP (falling rate of 2 mm/year); (2) a 0.6 m rise of the lagoon rbl from 1800 ± 70 BP to 770 ± 40 BP (rising rate of nearly 0.6 mm/year); 3) a 0.1 m rise of the lagoon rbl from 770 ± 40 BP to 650 ± 35 BP (rising rate of nearly 0.8 mm/year); and (4) a 0.4 m fall of the lagoon rbl from 650 ± 35 BP to 530 ± 30 BP (falling rate of nearly 2.8 mm/year). Rbl drops seems to have occurred at faster rates (2 to 2.8 mm per year) than base-level rises (0.6 to 0.8 mm per year). However, there is a hiatus of about 1 ka between samples 11 and 12 when no beach ridge was deposited. This anomaly implies in taking care with the calculated rising rates as they may be biased due to this relatively long-term hiatus.

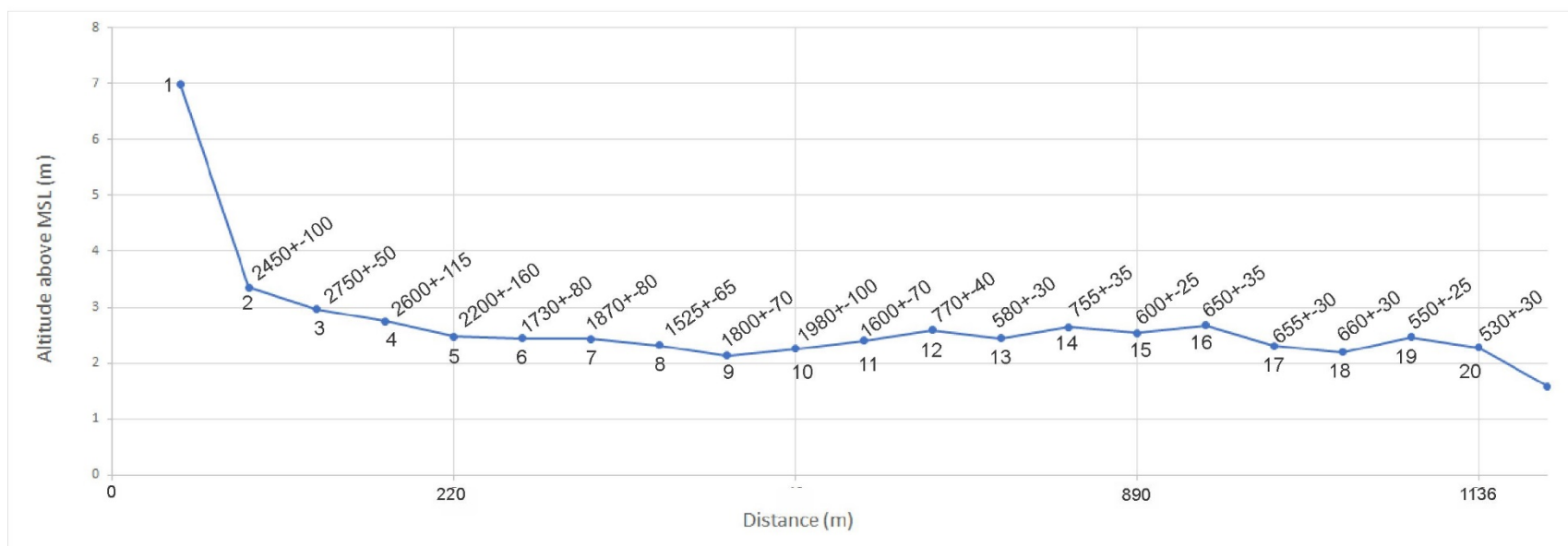


Figure 9: Cross-section presenting the age e position of the 20 samples collected for dating.

V Discussion

V. 1 Integrated analysis of surface, subsurface and age data

The Holocene deposits (LBS IV) record the progradation of the LBS IV and infilling of the linked Estreito Paleolagoon, as shown by the following succession of radarfacies, from base to top: (1) foreshore/shoreface deposits of the coastal barrier (RF 1); (2) aeolian facies (RF 2) overlying the barrier deposits; (3) Muddy (RF 3a) and sandy (RF 3b) lagoon facies connected to quiet and beach ridges settings, respectively; and (4) transgressive aeolian dunes (RF 2) partially covering both LBS III and IV.

The radargrams A, B and C (Figure 6 to 8) show that the Estreito Paleolagoon extends for at least more 3.7 km to S-SE, beneath the transgressive dunes. Besides, the reflector that delineates the base of the Paleolagoon indicates that this body of water was at least 8 m deep at its more profound sites, a figure that is compatible to other Holocene lagoons of the RSCP in which depths up to 10 m were reported (Travessas, 2005).

Some subsurface geomorphological elements (Figure 6-8) are correlated to certain identified, mapped and dated surface features (Figure 4A). In the radargrams, in special in Line A (Figure 6), several lagoonal beach ridges, identified and delineated in the satellite image and projected towards the GPR lines, intercept the radargrams where domic or inclined depositional surfaces of the RF 3b are present.

The time interval recorded between the deposition of the beach ridges 11 and 12 records an 830 years long hiatus (Figure 9) along which no beach ridges were deposited (Figure 4A). The end of this hiatus corresponds to the moment when the rbl rise reached its maximum height between samples 9 and 12 (Figure 9), hence creating an internal high (see the horizontal projection of the beach ridge 12 along lines A, B and C) at about 770 years that split the Estreito Paleolagoon into two disconnected water bodies.

V.2 Rsl changes and Estreito Paleolagoon Evolution

The post-glacial history of the rsl in the Rio Grande do Sul State covers about 17.5 ka, departing when the rsl was about 120-130 m below its present-day position and started rising (Corrêa, 1995). Holocene rsl curves proposed for the SE and South Brazilian coast point a maximum PMT around 5–6 ka, when rsl reached 2 to 5 m above its current position, followed by a slow fall since then (Martin et al., 1979, 2003; Angulo and Lessa 1997; Angulo et al., 1999, 2006).

In the Cassino Beach, southern portion of the RSCP, between 6 to 5 ka the rsl attained 2 m above its present position, slowly dropping until 4 ka when the falling rate accelerated (Barboza et al., 2021; Dillenburg, 2014). In the northern portion of the RSCP,

Santos et al., (2022) identified a transgressive systems tract ending about 7.1 ka BP, when Barrier IV progradation started. Progradation included phases with (7.1 to 5.6 ka) and without (5.6 a 3.9 ka) coeval aggradation followed by a slow (3.9 to 1.8 ka) to fast (1.8 ka to present-day) progradation with coeval degradation. Over this 7.1 ka, the rsl reached a maximum height of 3 m above its current position at 5.6 ka BP, remained constant until 3.9 ka, fell slowly to 1.8 ka and rapidly to the present-day. Hence, it is possible to assume for the RSCP a maximum rsl reaching 2 to 3 m above its current position, around 5 to 6 ka, a constant to slow falling rsl until 4 ka, and a slow fall from then, which accelerated from 1.8 ka to the present-day.

Dillenburg et al., (2017) found no evidence of high frequency rsl oscillations from 6 ka to now in the RSCP (Martin *et al.*,1979, Angulo & Lessa,1997). However, studies developed on lagoonal terraces in the northern portion of the RSCP, where lagoonal terraces record successive pulses of base-level fall, do suggest that high frequency fluctuations did happen and are more easily detectable on the geological record of the back barrier lagoons (Santos, 2019).

The topographic profile that involves the lagoonal beach ridges here discussed (Figure 9) reveals a detailed record of the Estreito Lagoon along the last 2.45 ka. In agreement with the rsl curves proposed for the Brazilian coast and, in special, for the RSCP, the Estreito Paleolagoon rbl has suffered an overall drop from 2.45 (sample 2) until 1.8 (sample 9) ka. However, from 1.8 (sample 9) to 0.77 (sample 12) ka, the lagoon rbl rose about 0.54 cm and subsequently stabilized for about 100 years (sample 16 – 0.65 ka). From 550 years to nowadays, the Estreito Paleolagoon rbl started falling down to its current position. The profile records a total fall of 1.8 m along the last 2,45 ka.

The Holocene rsl drop has isolated a series of lakes and lagoons within the LBS IV (Tomazelli and Villwock, 1996). In the northern portion of the RSCP, the growth of transverse to the dominant wind (and to the oceanic coast), NW/SE-oriented sandy spits together with the rsl drop, has caused a segmentation of large lagoons into smaller water bodies (Villwock, 1986; Santos, 2019). In a distinct way, the growth of transverse to the oceanic coast, sandy spits did not play any role into the Estreito Paleolagoon compartmentation. Its subdivision into smaller lakes took place at a specific moment, more precisely around 650 years ago (Figure 11 a-b). Along its NW margin, the splitting has been a result of the rbl fall and coeval sedimentation, supporting the classical models of lagoons infill (Cooper, 1994), with large water bodies being transformed into coastal marshes. Along the SE margin, aeolian processes associated with transgressive dunes

accelerated the lagoon fill. Serpa et al., (2013), based on the analysis of aerial photographs taken around the Estreito Lagoon inlet since 1947 (Figure 11C), demonstrated that aeolian cover might be very fast, reaching rates of about 10 m per year.

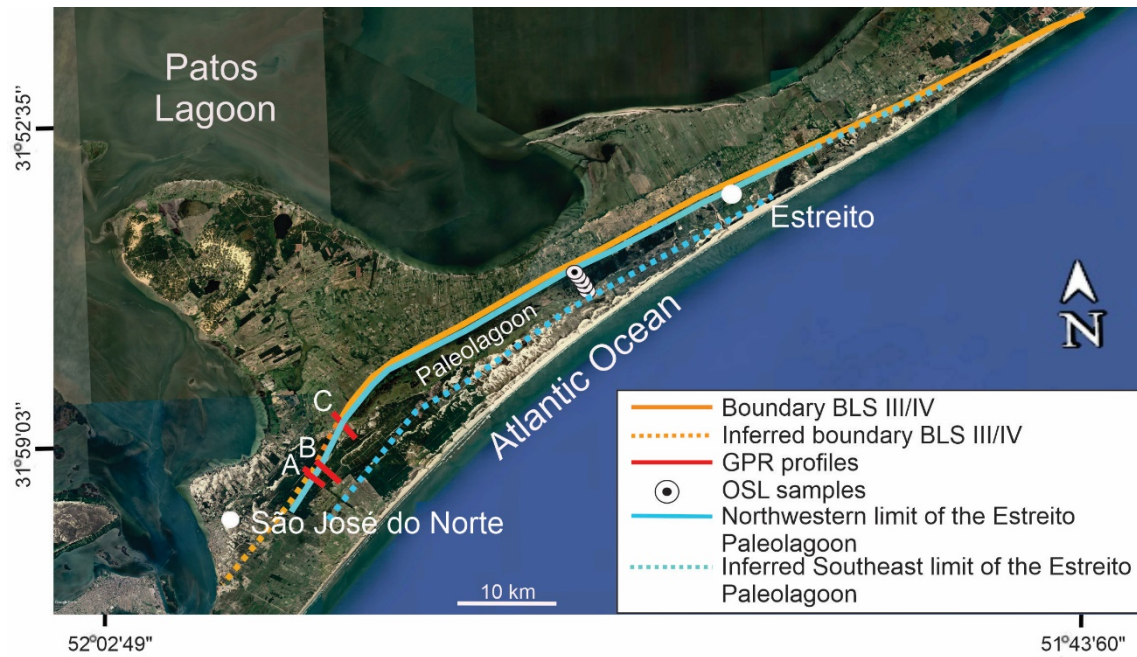


Figura 10: Exposed (blue line) and inferred (dashed blue line) Estreito Paleolagoon boundaries.



Figure 11: (A) Age transport (B); detail to show the moment of lagoon segmentation and residual lakes development at 0.65ka due to RBL drop and coeval lagoonal, fine-grained sedimentation; and (C) lagoon fill acceleration due to modern (1947 onwards) aeolian processes.

VI Paleogeographical evolution of the Estreito Paleolagoon

Stage 1 (Figure 12): Deposition on the Paleolagoon NW border, *i.e.*, the cliff that bounds Pleistocene and Holocene deposits (Figure 9), started around 2.45 ka, just after the Paleolagoon has reached its highest level, near 1.8 m above its current position. As the GPR surveys did not cover the entire Holocene coast, the Paleolagoon SE border was not identified. However, the radargrams does not show any evidence of the paleolagoon SE margin, suggesting that its total width was much larger than the longest GPR line. On the other hand, surface data show that the entire SE margin is overlain by aeolian transgressive dunes. And the geometry of the youngest lagoonal beach ridge situated closest of the paleolagoon SE border indicate that this margin is located near to the inner limit of the eolian cover (Figure 11A). Based on the width of both NW margin (around 1.2 km) and central portion (near 0.8 km) of the paleolagoon and bearing in mind a similar area of lagoonal terraces overlain by aeolian deposits on the SE margin, we calculate a minimum width of 3.2 km and a maximum depth of at least 8 m for the paleolagoon initial form. At this stage, just after the maximum rbl rise, the seaward limit of the Estreito Paleolagoon, in fact the Barrier IV, should correspond to a narrow strip of sand.

Stage 2 (Figure 12): It represents a relatively fast rbs fall (Figure 9) of near 80 cm along 250 years (2.45 to 2.2 ka). Along this interval the lagoon NW border migrated around 220 m seawards and several beach ridges were formed in a stepwise way, each time at lower topographic levels, leaving the previous deposits exposed. A single lagoon, narrower and shallower than the previous one, dominated the scene. At the same time, the rsl fall, and associated forced regression, have widen the Barrier IV towards the ocean.

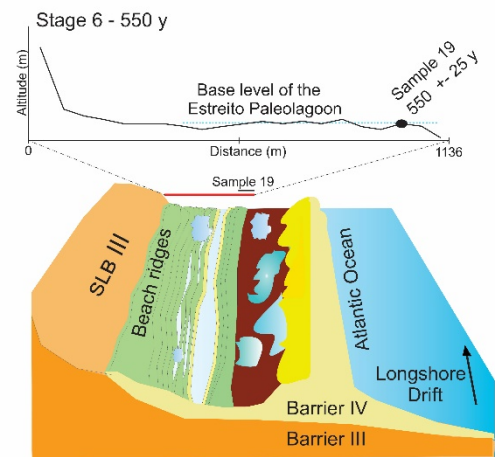
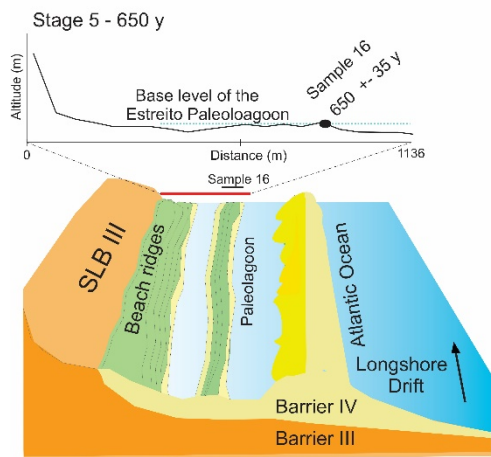
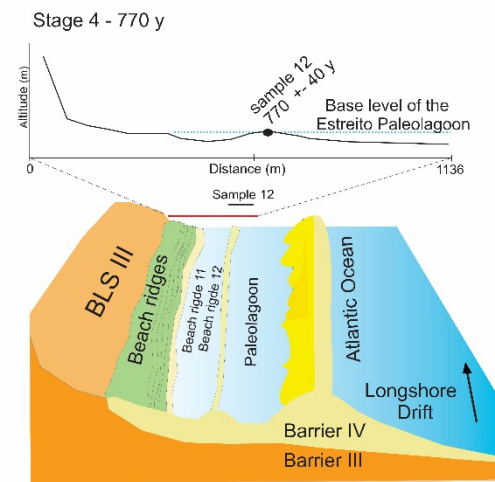
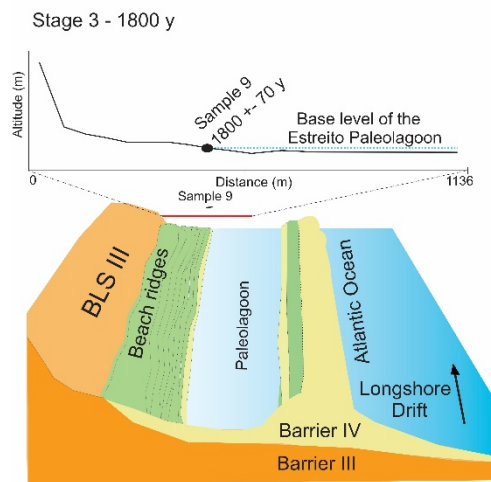
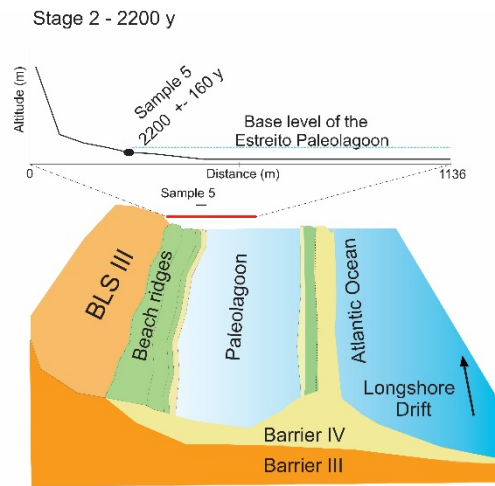
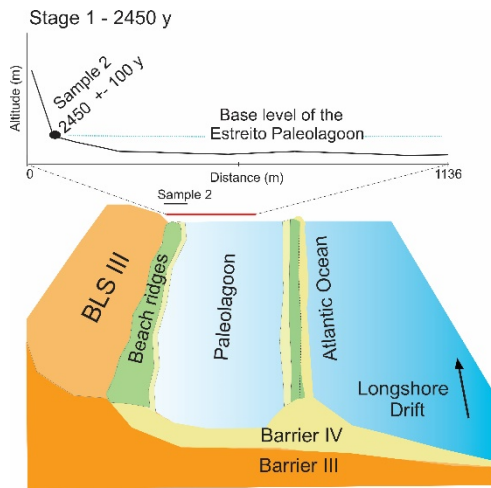
Stage 3 (Figure 12): It records a period of slow rbs fall (Figure 9) of near 40 cm along 400 years (2.2 to 1.8 ka). Like before, during this interval the NW lagoon border migrated around 280 m south-eastward and many beach ridges were formed in a stepwise way, every time at lower altitudes, hence exposing a strip of about 500 m of former lagoonal deposits. Therefore, a single lagoon, but now narrower and shallower than the previous water body, was then dominating the local geography. Coeval rsl fall, and related forced regression, have widen still more the Barrier IV.

Stage 4 (Figure 12): Distinctively from previous stages, it register the end of a relatively slow rbl rise (Figure 9) of about 50 cm along *ca* 1 ka (1.8 to 0.77 ka). During this stage, the NW lagoon margin migrated about 250 m until 1.6 ka. Beach ridges were

now formed at successively higher levels, hence gradually flooding a larger area of previous lagoonal deposits. Along a relatively long period, beach deposition ceased, resurging only about 900 years later (0.77 ka), when a new beach ridge was deposited at the highest level associated with this rbl rising period. As a result of this rise, and antecedent morphology of the NW margin, two parallel lagoons coexisted at 0.77 ka, when beach ridge 12 isolated a 500 m wide, shallower water body from the main part of the Estreito Paleolagoon. This compartmentation is visible in the radargrams (Figure 6 to 8). Hypothetically, a similar subdivision might have taken place at the SE margin. This phase of rbl rise is supposed to correspond to a period of erosion and resulting narrowing of Barrier IV.

Stage 5 (Figure 12): It records an interval of about 120 years (0.77 a 0.65 ka) of rbl stability (Figure 9). Along this period, several beach ridges were laterally accreted, hence forming a wide terrace between both lagoons previously formed (and possibly mirrored along the SE margin of the Estreito Paleolagoon). Along this time of rbl stillstand, we assume that Barrier IV has prograded and widened.

Stage 6 (Figure 12): It records a second phase of rbl fall that took place from 0.65 ka to nowadays. This fall was not constant, as it even includes a short-term rise, but it culminates with a total rbl drop of about 1 m along the last 650 years (Figure 9). Until 0.53 ka the lagoon NW border migrated around 250 m to SE. Several beach ridges were formed in a stepwise way, each time at lower levels, leaving almost all previous deposits exposed, except the former secondary lagoon now transformed into a narrow strip of water located around beach ridge 9. A larger rbl drop occurred after 0.53 ka and exposed the entire set of older lagoonal deposits, dried up all secondary lagoons and produced the split of the main portion of the Estreito Paleolagoon into several small lakes nowadays visible. It also must have enhanced the expansion of Barrier IV, initiated about 650 years ago. We here assume that this forced regression, maybe reinforced by an arid event at 0.25 ka (Dillenburg et al., 2017), may have liberated a large amount of dry sand for wind transport, then favouring the transgressive dunes development that are gradually covering the Estreito Paleolagoon.



Barrier-Lagoon System III (BLS III)

Beach Ridges

Lagoon Beach

Eolic Dunes

Barrier III

Swamp

Altimetric profile

Figure 12: Evolution stages of the lagoon system. The solid line in red in the figures, represents the location where the altimetry vs distance profile was carried out Schematic drawing does not represent actual distance and depth scales.

VII Conclusions

The integrated analysis of radargrams, satellite image and OSL dating brought into light new information about relative base level changes and associated evolution of a Holocene paleolagoon partially exposed along southernmost Brazil coast.

The satellite image provided excellent information about the Pleistocene / Holocene boundary, morphology and extend of the beach ridges, and associate throughs, present-day lagoon configuration and remnant lakes, modern aeolian cover; and position of the SE margin of the paleolagoon, nowadays overlain by aeolian deposits, based on beach ridges morphological changes. Therefore, an initial paleolagoon at least 50 km long and 3.2 km wide was envisaged. The satellite image also enabled the choice of the right site for sampling the largest possible number of well-preserved, successive beach ridges for OSL dating.

Radargrams record the progressive progradation of the coastline and ensuing fill of the Estreito Paleolagoon. Holocene radarfacies include, from base to top, barrier-related, backshore to upper shoreface deposits overlain by aeolian sands; beach ridges and quiet water lagoonal facies; and modern aeolian sands on top. The Holocene cliff cut into the Pleistocene Barrier III, the basal surface underneath the lagoon fill and the phreatic level that bounds lagoonal and modern aeolian deposits are key surfaces that were recognized. The delineation of the paleolagoon basal surface points to a 8 m deep body of water, at its deepest reaches, and an extend of more than 3.7 km farther to S-SW, underneath the aeolian transgressive dunes.

Precise beach ridges positioning and OSL dating provided a solid framework concerning both the overall trend and distinct stages of relative base-level changes that took place along the paleolagoon NW margin, hence about coastal evolution.

Data integration and correlation of subsurface morphological elements to exposed features, such as dated lagoonal beach ridges, has allowed to envisage a model concerning the Estreito Paleolagoon evolution. This model comprises six scenes related to the end of specific stages of relative base-level (and associated relative sea-level) changes. Stage 1 is supposed to record the initial history (2.75 ka) of a 50 km long, 3.2 km wide and 8 m deep paleolagoon; Stage 2 (2.75 to 2.2 ka) and 3 (2.2 a 1.8 ka) aim to reconstruct the geography at the end of two consecutive, but decelerating epochs of relative base-level

fall, which encompass a total drop of near 1.2 m that took place along 950 years; Stage 4 (1.8 to 0.77 ka) and 5 (0.77 a 0.65 ka) aim to show a past reconstruction related to a reversal trend, as the former records the end of a constant, but very slow relative base-level rise (50 cm along *ca* 1 ka) whereas the later represents the final of a 120 years long stillstand; and Stage 6 is supposed to represent the end of a second interval of base-level fall (0.65 ka to present day), which includes a total drop of 1 m occurred along 650 years.

All these stages, and associated reconstructions, are described in much more detailed in the previous sections, but they include emersion of lagoonal terraces and paleolagoon narrowing, barrier widening and increase on sand availability for aeolian reworking during relative base level drops. Reversely, during relative base-level rise and stillstand, they include flooding of large lagoonal areas and split of the Estreito Paleolagoon into two parallel and enlarging water bodies separated by a narrow (relative base level rise) to wide (relative base level stillstand) internal strip of sand. At last, after 0,53 ka, along the later relative base level drop, the entire set of older lagoonal deposits was exposed, all secondary lagoons dried up, large areas of the barrier IV were exposed and reworked by winds, enabling the formation and advance of the transgressive dunes, and the inner portion the Estreito Paleolagoon was split into several small lakes that are part of the present-day local geography.

Acknowledgements

The author would like to thank the Federal University of Rio Grande (FURG) for the technical support and infrastructure. The University of Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), for technical support and for making the execution of this work possible, providing equipment, vehicles for travel and software necessary for interpretation. Especially. Paulo S. G. Paim would like to thank CNPq (Grant 313018/2022-7) for its long-term funding. Special thanks to Dr. Natália Braun dos Santos for her important contribution throughout this. To Drs. Sônia Tatum and Marcio Yee, for carrying out the dating.

VIII Referências Bibliográficas

- Adamiec G and Aitken MJ (1998) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient tL*, 16(2): 37-50.
- Adlam K (2014) Coastal lagoons: Geologic evolution in two phases. *Marine Geology* (355):291-296.
- Adlam K (2015) *The value of the geological record in determining rates and drivers of coastal lagoon shoreline development*. PhD Thesis, University of Sydney, AU.
- Almeida LESB, Rosauro NML and Toldo Jr EE (1997) Análise preliminar das marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 12(1997): 560-566.
- Angulo RJ and Lessa G (1997) The Brazilian sea level curves: A critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* (140): 141–166.
- Angulo RJ, Giannini PC, Suguio K, et al. (1999) Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*: 159(1-4):323-339.
- Angulo RJ, Lessa G and de Souza MC (2006) A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5-6): 486-506.
- Anthony A, Atwood J, August P, et al. (2009) Coastal lagoons and climate change: ecological and social ramifications in US Atlantic and Gulf coast ecosystems. *Ecology and Society*, 14(1).
- Barboza EG, Dillenburg SR, Ritter MN, et al. (2021) Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. *Geosciences*, 11(8): 326.
- Barboza EG, Rosa MLCC, Hesp PA, et al. (2011) Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Brazil – a new approach with GPR Data. *Journal of Coastal Research*, 646-650.
- Berryhill Jr HL, Dickinson KA and Holmes CW (1969) Criteria for recognizing ancient barrier coastlines. *AAPG Bulletin* 53(3):706-707.
- Bird EC (1994) Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. In *Elsevier oceanography series* (Vol. 60):9-39.
- Bittencourt VJB, Dillenburg SR, Barboza EG, et al. (2016) Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. *Pesquisas Em Geociências*, 43(3):249–269. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.79582>.

Calliari LJ, Klein AHF and Barros FCR (1996) Beach differentiation along the Rio Grande do Sul coastline (Southern Brazil). *Revista Chilena de História Natural* (69): 485–493.

Clemmensen LB and Nielsel L (2010) Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3-4), 281-290.

Clemmensen LB, Nielsen L, Bendixen M, et al. (2012) Morphology and sedimentary architecture of a beach-ridge system (Anholt, the Kattegat sea): a record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past 1000 years. *Boreas*, 41(3): 422-434.

Cooper JAG (1994) *Lagoons and microtidal coasts. Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*, 219-265.

Costas S, Ferreira O, Plomaritis TA, et al. (2016) Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. *Scientific Reports* 6, 38726. <https://doi.org/10.1038/srep38726>

Corrêa ICS (1985) Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: Exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, v. 130:163-178.

Dillenburg SR, Tomazelli LJ and Barboza EG (2004) Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology* (203): 43–56.

Dillenburg SR and Hesp PA (2009) *Coastal barriers—an introduction. Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. (Vol. 107). Springer Science & Business Media.

Dillenburg SR, Barboza EG (2014) The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *The Geological Society of London Special Publications* (388): 333–352.

Dillenburg SR, Barboza EG, Rosa MLC, et al. (2017). 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* (390): 106-119.

Dominguez JML, Bittencourt ACSP, Leão ZMAN, et al. (1990) Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* 20(2).

Galbraith RF and Roberts RG (2012) Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, 11, 1-27.

Hede MU, Bendixen M and Clemmensen LB (2013) Joint interpretation of beach ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed

in ground penetrating radar data. *The Holocene* 23(9): 1238–1246.
<https://doi.org/10.1177/0959683613484618>.

Holz M (1960) *Estratigrafia de sequencias: histórico, princípio e aplicações*. Rio de Janeiro: Interciência.

Lopes RP, Oliveira LC, Figueiredo AMG, et al. (2010) ESR dating of Pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Quaternary International* 212(2): 213–222.

Lopes RP, Dillenburg SR, Schultz CL, et al. (2014) The sea-level highstand correlated to marine isotope stage (MIS) 7 in the coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (86): 1573–1595.

Lopes RP, Pereira JC, Kinoshita A, et al. (2020) Geological and taphonomic significance of electron spin resonance (ESR) ages of Middle-Late Pleistocene marine shells from barrier-lagoon systems of Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102605.

Machado AA and Calliari LJ (2016) Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research* 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/SI75-237.1>.

Machado AA, Calliari LJ, Melo E and Klein AH da F (2010) Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*. 5, 277–286.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1186/cc3046>.

Manzolini RP (2016) Gênese e evolução do sistema laguna-barreira da feitoria. Dr. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande, Br. <http://hdl.handle.net/10183/150875>.

Martin L, Flexor JM, Vilas-Boas GS, et al. (1979) Courbe de variation du niveau relative de la mer au cours des 7000 dernie's res anne'es sur un secteur homoge'ne du littoral bre'silien (nord de Salvador—Bahia). In *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, São Paulo, Brazil, 11–18 September 1978; Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M., Eds.; USP: São Paulo, Brasil; pp. 264–295.

Martin L, Dominguez JML and Bittencourt ACSP (2003) Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 2003, 19, 101–124.

Neal A and Roberts CL (2000). Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. *Geological Society, London, Special Publications*, 175(1), 139–171.

Murray AS, & Olley JM (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria: Journal on Methods & Applications of Absolute Chronology*, 21.

Oliveira ADOD and Calliari LJ (2006) Morfodinâmica da Praia do Mar Grosso, São José do Norte/RS. : <http://repositorio.furg.br/handle/1/2341>.

Peng G, Meier WN, Scott DJ, et al. (2013) A long-term and reproducible passive microwave sea ice concentration data record for climate studies and monitoring. *Earth System Science Data*, 5(2), 311-318.

Prescott JR and Hutton JT (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation measurements*, 23(2-3), 497-500.

Rosa MLC, Barboza EG, Abreu VS, et al. (2017) 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* (47): 183–207. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>.

Sander L, Hede MU, Fruergaard M, et al. (2016) Coastal lagoons and beach ridges as complementary sedimentary archives for the reconstruction of Holocene relative sea-level changes. *Terra Nova* 28(1): 43-49.

Santos NB dos (2019) Variação do nível relativo do mar no Holoceno e suas implicações na evolução do sistema laguna-barreira (região de Cidreira – Xangri-lá, RS). Dr. Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, BR.

Santos NB, Lavina EL, Paim PS, et al. (2022) Relative sea level and wave energy changes recorded in a micro-tidal barrier in southern Brazil. *Quaternary Research* (110): 13-25.

Scheffers A, Engel M, Scheffers S, et al. (2012) Beach ridge systems—archives for Holocene coastal events?. *Progress in Physical Geography*, 36(1): 5-37.

Serpa CG (2013) *Morfodinâmica praial relacionada à presença de corpos de água intermitentes em duas praias da costa do Rio Grande do Sul, Brasil*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande, BR.

Sprovieri FC (2018) *Clima de Ondas, Potencial Energético e o Transporte de Sedimentos no Litoral Norte do Rio Grande do Sul*. Dr. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, BR

Stokes, S (1999). Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29(1-2), 153-171.

Suguio K, Martin L, Bittencourt AC, et al. (1985) 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*, 15(4): 273-86.

Taylor M and Stone GW (1996) Beach-Ridges: A Review. *Journal of Coastal Research* (12): 612–621.

Tamura T (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4): 279-297.

Tomazelli LJ and Villwock JA (1996) Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3), 373-382.

Tomazelli LJ and Villwock JA (2000) O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M., De Ros, L. F. eds. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 375-406.

Tozzi HAM and Calliari LJ (2000) Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS ; Pesquisas em Geociências, 27 (1): 29-42, maio/ago., 2000. Versão online disponível em: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/20176>.

Villwock JA and Tomazelli LJ (1995) Geologia costeira do Rio Grande do sul. *Notas técnicas* (8): 1-45.

Wintle AG and Murray AS (2006) A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation measurements*, 41(4): 369-391.

Table 1: Results for samples dated by the OSL method, including radionuclide concentrations (^{238}U , ^{232}Th and K), dose rate (DR) and equivalent dose (De) data.

Sample	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	De (Gy)	A/D (Gy/a)	Age (a)
1	1.73±0.09	0.47 ±0.03	0.21±0.01	Dispersão alta	582±19	-0-
2	1.42±0.08	0.36±0.03	0.17±0.01	1.224±0.0136	502±20	2450±100
3	0.52±0.02	0.24±0.02	0.10±0.01	0.8976±0.0272	327±15	2750±150
4	0.76±0.04	0.35±0.03	0.16±0.01	1.035±0.0204	401±16	2600±115
5	0.25±0.02	0.31±0.03	0.19±0.01	0.906±0.054	410±17	2200±160
6	0.65±0.04	0.34±0.03	0.20±0.01	0.7684±0.0204	445±17	1730±80
7	0.40±0.03	0.28±0.02	0.18±0.01	0.7412±0.0068	397±17	1870±80
8	0.41±0.03	0.38±0.03	0.18±0.01	0.646±0.0068	424±18	1525±65
9	0.92±0.06	0.21±0.02	0.23±0.01	0.8228±0.0068	453±18	1800±70
10	0.47±0.03	0.12±0.01	0.19±0.01	0.7344±0.0136	371±17	1980±100
11	0.67±0.05	0.16±0.02	0.20±0.01	0.6256±0.0068	392±17	1600±70

12	0.44±0.03	0.26±0.02	0.15±0.01	0.272±0.0068	354±16	770±40
13	0.56±0.04	0.29±0.02	0.19±0.01	0.238±0.0068	410±17	580±30
14	0.26±0.03	0.24±0.02	0.22±0.01	0.313±0.0068	415±17	755±35
15	0.70±0.04	0.32±0.03	0.26±0.01	0.300±0.0068	497±18	600±25
16	0.55±0.03	0.23±0.02	0.24±0.01	0.293±0.0068	452±16	650±30
17	0.83±0.04	0.23±0.02	0.23±0.01	0.300±0.0068	458±16	655±30
18	0.38±0.03	0.22±0.02	0.25±0.01	0.286±0.0068	436±18	660±30
19	0.65±0.04	0.20±0.02	0.23±0.01	0.245±0.0068	447±17	550±25
20	0.59±0.04	0.25±0.02	0.18±0.01	0.211±0.0068	399±17	530± 30

Capítulo VI: Síntese dos resultados e Discussões

6.1 Superfície

O levantamento de superfície revela a presença do Sistema Laguna-Barreira (SLB) III (Pleistocênico) e SLB IV (Holocênico) conforme mostrado na Figura 5 do artigo. Ambos os sistemas incluem áreas urbanas e rurais, porém o SLB IV, por ser mais baixo e, assim, mais frequentemente inundado, foi menos alterado antropicamente, tornando possível a visualização de distintos compartimentos geomorfológicos. A paleolagoa identificada nas imagens tem sua margem oeste coincidente com o contato SLB III / IV e a presença de cordões litorâneos (*beach ridges*), que refletem estabilizações das margens lagunares, bem como remanescentes deste grande corpo lagunar na forma de pequenas lagoas residuais. A margem leste da lagoa não é visível por estar totalmente recoberta por campos de dunas transgressivas.

6.2 Subsuperfície

Os levantamentos com georadar indicam a continuidade para sul da área aflorante da Paleolagoa do Estreito. A análise dos radargramas se baseou na identificação de superfícies chaves e na discriminação de RF que, em conjunto, trouxeram informações acerca da morfologia de fundo da paleolagoa e de seu preenchimento. Estas interpretações buscaram complementar as informações derivadas da análise da imagem de satélite onde apenas o topo do preenchimento é visível. As superfícies estratigráficas identificadas são comentadas nos parágrafos subsequentes em conjunto com as principais

características das radarfácies. Como as mesmas RF e superfícies chaves foram identificadas em todos os radargramas, a descrição mais completa e a interpretação mais detalhada foi feita para a Linha A. Na descrição das demais linhas, apenas questões gerais acerca das superfícies estratigráficas e RF presentes são apresentadas aqui, informações mais detalhadas estão presentes no artigo.

Linha A

A cerca de 300 metros do início da linha A (Fig. 6), no local onde o limite SLB III e IV deveria ocorrer, se projetado desde a porção exposta do sistema lagunar, ocorre um refletor bem-marcado, inclinado para SE (*i.e.* em direção ao oceano), identificado por uma linha tracejada laranja, que, em superfície, limita os SLB III, a NO, e IV, a SE. Abaixo, descrevemos e interpretamos as superfícies e as RF discriminadas a SE do refletor laranja, área onde ocorrem os depósitos da SBL IV.

RF 1: Na parte mais profunda do radargrama, entre 6 e 10 m de profundidade, ocorre um conjunto de refletores sigmoidais (clinoformas) que mergulham para SE, em direção ao oceano. Esses refletores possuem baixa amplitude e organizam-se na forma de grupos de refletores concordantes, que incluem uma porção superior mais horizontal, ou mesmo mergulhante no sentido oposto, que gradativamente se torna mais íngreme em direção ao oceano. Esses grupos de refletores são separados entre si por superfícies menos inclinadas sobre as quais os refletores do grupo subsequente se assentam em padrão de *onlap*. Outra característica desta RF se materializa no fato de que se depositaram sucessivamente em cotas cada vez mais baixas. RF similar a essa,

incluindo morfologia, inclinação (variação e sentido de mergulho), organização em grupos, relações de *onlap* com refletores de grupos subsequentes recobrimdo em *onlap* as superfícies que os limitam e tendência geral de se depositarem em cotas cada vez mais baixas, tem sido identificada em levantamentos realizados com GPR em feixes de cordões litorâneos associados a progradação costeira na PCRS. Com pequenas diferenças relativas ao local exato de deposição, essa RF tem sido relacionada a depósitos de praia oceânica, mais especificamente a contextos *backshore* (refletores mais horizontais) e *foreshore/shoreface* superior (refletores mais inclinados) [Dillenburg *et al.* 2004, 2017, Dillenburg & Barboza 2014, Hede *et al.* 2015; Rosa *et al.* 2017]. Os grupos de refletores concordantes, separados entre si por superfícies de menor inclinação, têm sido interpretados como incrementos progradacionais separados entre si por episódios cíclicos de maior energia que revolvem os depósitos prévios gerando superfícies posteriormente reativadas quando o perfil de praia é recomposto [Santos *et al.* 2022]. Já o posicionamento gradativamente mais baixo durante a deposição destes pacotes regressivos tem sido vinculado a um contexto de regressão forçada [Santos *et al.* 2022]. Tais interpretações são consideradas lógicas para explicar as características gerais desta RF enquanto a baixa amplitude do sinal indica homogeneidade litológica, o que é coerente com as areias quartzosas e bem selecionadas que constituem as praias oceânicas de todos os sistemas laguna-barreira expostos na PCRS.

RF 2: Acima da RF anterior assenta-se um conjunto de refletores de baixa amplitude, geometria irregular, mas baixo ângulo de modo geral (entre as superfícies verde e azul na Fig. 6). A baixa amplitude dos refletores, similar a RF anterior, a geometria geral das reflexões e seu posicionamento estratigráfico

entre a RF anterior e aquela que a recobre, sugere tratar-se de depósitos eólicos relacionados a lençóis de areia ou dunas parabólicas. Essa interpretação se coaduna com o aspecto geral dos refletores que ocorrem no topo do radargrama, acima do refletor vermelho, que, inequivocamente, representam dunas eólicas transgressivas, em especial dunas parabólicas de baixa amplitude, sobre as quais a aquisição de dados com georadar foi realizada.

Substrato Lagunar. Um refletor de alta amplitude e grande continuidade lateral, geometria irregular, situado entre 3 e 5.5 metros de profundidade, com uma tendência geral de aprofundamento no sentido SE, sugere contato de sedimentos com elevado contraste de impedância eletromagnética. Considerando a provável natureza arenosa da RF sobreposta e relativa heterogeneidade (grandes variações de amplitude) nos refletores sobrepostos, assume-se esse refletor como o registro do substrato lagunar. Sobre essa superfície, sedimentos mais finos, possivelmente argilosos, mas heterogêneos, recobririam fácies arenosas, quartzosas e bem selecionadas da RF 2.

RF 3: Entre as superfícies tracejadas azul (substrato lagunar) e vermelha ocorrem duas RF (3a e 3b) distinguíveis pela amplitude e geometria das reflexões. A RF 3a é caracterizada por sinal com amplitude muito baixa e refletores pouco distintos, sub-horizontais e geometria irregular. A RF 3b apresenta sinal com amplitude variável, via de regra média a alta, e refletores que formam feições dômicas, com mergulho tanto para SE como NO.

No primeiro caso (RF 3a), a baixa amplitude do sinal, com refletores pouco discerníveis e sub-horizontais, foi atribuída a deposição de sedimentos mais finos em regiões calmas protegidas da ação das ondas, seja nas cavas entre cristas de praia lagunar seja no fundo lagunar. Quanto a RF 3b, ocorrência de

refletores com geometria dômica e de mais alta amplitude foi relacionada a deposição de sedimentos mistos, arenosos e lamosos, em regiões mais rasas, mas com energia variável (*shoreface* e *foreshore* dos cordões lagunares) relacionada a eventual ação de ondas geradas no corpo lagunar. A interpretação de ambas RF foi testada através da correlação de algumas cristas de praia mais salientes (cristas de número 5, 11, 12 e 20), seguidas desde o ponto de amostragem para datação até a área onde a aquisição com o georadar foi realizada (Fig. 4B do artigo), com feições compatíveis identificados no radargrama (Fig. 6 b). Desse modo, percebeu-se que essas cristas expostas se manifestam em subsuperfície como refletores dômicos (RF 3b).

Lençol freático: A linha tracejada vermelha delineia um refletor bem-marcado, horizontal, de grande continuidade e plano. Por tais razões, e tendo em vista que o levantamento com o georadar foi realizado acima de uma delgada cobertura eólica (cerca de 2 metros), assume-se esse refletor único e distinto como o registro do topo do lençol freático, sabidamente raso e situado próximo ao topo dos depósitos lagunares.

Conforme já reportado anteriormente, o intervalo que ocorre acima do freático possui as mesmas características gerais da RF 2 (geometria irregular e sub-horizontais), exceto por seus refletores apresentarem uma amplitude do sinal maior. Desse modo, esse pacote foi também associado a RF 2, representando uma cobertura eólica produzida por lençóis de areia e/ou dunas parabólicas relacionadas as dunas transgressivas que hoje cobrem a região e estão, em grande parte, estabilizadas (Figs. 3 e 4 do artigo). A maior amplitude do sinal nesse intervalo, comparado a outra ocorrência desta radarfácies, deve-se ao fato das areias não estarem saturadas de água (situam-se acima do

freático), fazendo com que pequenas diferenças de granulometria nas fácies eólicas já sejam, por si só, suficientes para gerar reflexões de amplitude maior.

Por fim, faz-se necessário realçar que para avaliar a profundidade da Paleolagoa do Estreito ao longo da linha A, é necessário descontar a cobertura eólica depositada acima do refletor vermelho e considerar apenas a espessura dos depósitos lagunares.

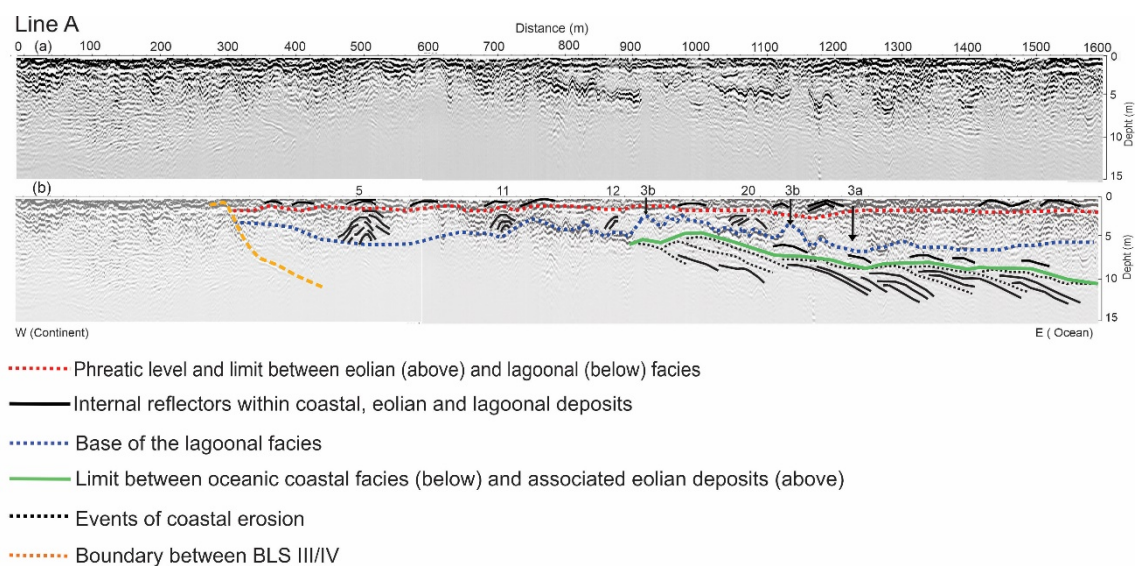


Figure 6: (a) Radargrama A e (b) sua versão interpretada. Note-se o aprofundamento da Paleolagoa do Estreito para sudeste, atingindo profundidades de cerca de 4,5 m (abaixo de cerca de 2 metros dos depósitos eólicos modernos), e a falta de qualquer evidência relacionada com a margem oriental da paleolagoa. Os números 5, 11, 12 e 20 estão relacionados aos cordões lagunares associados, mas expostos, enquanto os números 3a e 3b representam exemplos das fácies de radar homônimas.

Linha B

As mesmas superfícies principais anteriormente apresentadas e interpretadas na linha A também foram identificadas nesta linha, com as radarfácies 1 e 2 muito semelhantes e portanto, interpretadas da mesma forma. Eles diferem apenas pelo registro mais espesso de depósitos eólicos (Vide figura 7 do artigo). Vale a pena notar a presença de vários altos e baixos ao longo do registro contínuo do fundo da paleolagoa, com cerca de 2 km de extensão.

Mesmo considerando (e removendo) os depósitos eólicos modernos, a batimetria na lagoa pode ter atingido localmente cerca de 8 metros. Com base na interpretação da Radarfácies 2, esta morfologia distinta do fundo lagunar pode derivar do contorno da acumulação eólica anterior. Os refletores voltados para terra dentro dos depósitos lagunares (400 a 600 m distantes do início da linha) correspondem ao cordão exposto de número 12.

Linha C

Diferente das demais linhas, as RF 1 e 2 não estão claras. Possivelmente isso se deve as múltiplas geradas a partir do refletor azul, base dos depósitos lagunares (Fig. 8 do artigo). Após cerca de 400 metros, ao longo dos quais o refletor azul localiza-se a baixa profundidade e com uma disposição aproximadamente horizontal, o substrato lagunar aumenta rapidamente de profundidade atingindo cerca de 8 metros no final da linha C. No interior do intervalo lagunar, observa-se a RF 3a, mais homogênea e com sinal de baixa amplitude, dominando na base, e, localmente, na margem NO. Essa disposição é coerente com sedimentação em contextos de mais baixa energia, em geral mais profundos, onde a sedimentação de lama deve dominar. A RF 3b ocorre de forma mais clara na seção superior e, localmente, na margem NO. Esse padrão de distribuição da RF 3b é coerente com condições de maior energia esperadas para a fase final de colmatação da paleolagoa e com o desenvolvimento localizado das cristas de praia em direção a margem oeste desse corpo lagunar, como evidenciado por alguns refletores não contínuos, inclinados em direção ao continente e que foram correlacionados com os cordões praias aflorantes de número 12 e 20.

5.3 Datação

Numa primeira aproximação pode-se dizer que tanto as idades como a altura das cristas de praia diminuem da margem para centro da paleolagoa (Fig. 9 do artigo e Anexo 1 do artigo). Como esperado, de modo geral as idades decrescem ao longo do perfil. As pequenas inversões nesta lógica, perceptíveis nos resultados podem refletir misturas associadas a eventos pós-deposicionais de remobilização eólica ou, em alguns casos, a eventual compartimentação da paleolagoa em mais de um corpo d'água, com margens opostas produzindo idades similares.

Entende-se a altura das cristas de praia (subtraindo os 20 cm da superfície no ponto de coleta) como um *proxie* válido para avaliar o comportamento do nível de base da lagoa. Nesse sentido, a variação altimétrica das amostras coletadas nas sucessivas cristas de praia evidencia (1) uma queda de 1.2 m do nível de base da paleolagoa entre 2450 ± 100 BP (amostra 2) e 1980 ± 100 BP (amostra 9), ou seja, uma taxa de queda de 2.55 mm/ano; (2) uma subida de 0.54 m do nível de base da paleolagoa de 1980 ± 100 BP (amostra 9) até 650 ± 35 BP (amostra 16), ou seja, taxa de subida de 0.41 mm/ano; e, por fim, (3) uma queda de 0.34 m do nível de base da paleolagoa de 650 ± 35 BP (amostra 16) a 530 ± 30 BP (amostra 20), ou seja, uma taxa de queda de 2.8 mm/ano. No entanto, observando os pontos 11 (1600 ± 70 BP) e 12 (770 ± 40 BP), se nota um hiato de quase 1000 anos sem o desenvolvimento de cordões lagunares. Isto representa um padrão anômalo em relação às demais idades obtidas, nos levando a olhar com precaução a taxa de subida de 0.41 mm / ano obtida para o segmento da curva que inclui essas medidas.

6.4 Análise integrada dos dados de GPR, imagens de satélite e OSL

Os terrenos holocênicos (SBL IV) registram na vertical a progressiva progradação da linha de costa e posterior assoreamento da Paleolagoa do Estreito, conforme aponta a seguinte sucessão de radarfacies, da base para o topo: (1) depósitos de *foreshore/shoreface* da barreira litorânea (RF 1); (2) fácies eólicas mais antigas recobrindo a barreira (RF 2); (3) sedimentos lamosos lagunares de águas calmas (RF 3a) e arenosos de cordões lagunares (RF 3b) do sistema lagunar recobrindo a barreira e dunas associadas; e (4) dunas eólicas transgressivas (RF 2) que recobriram a Paleolagoa do Estreito (SBL IV) após sua colmatação.

Nas linhas A, B e C (Figs. 6 a 8 do artigo), o refletor que delineia a base de fundo da Paleolagoa do Estreito indica uma extensão desta por no mínimo mais 3.7 km no sentido S-SE. Além disso, esse refletor mostra profundidades que atingem 8 m, valor esse compatível com aqueles encontrados em outros ambientes lagunares holocênicos da PCRS onde profundidades de até 10 m foram reportadas (Travessas, 2005).

Alguns elementos morfológicos presentes em subsuperfície (Figs. 6 a 8 do artigo) são correlacionáveis a feições identificadas em superfície, mapeadas e datadas. Nos radargramas, em especial na linha A (Fig. 6), vários cordões lagunares delineados nas imagens e projetados em subsuperfície interceptam as linhas em locais onde refletores com geometria dômica ou inclinados da RF 3b estão presentes.

O intervalo de tempo entre a deposição das amostras 11 e 12 representa um hiato de 830 anos (Fig. 9 do artigo) durante o qual não se formaram cordões lagunares. Este hiato é melhor entendido quando se percebe que seu final

corresponde ao momento em que o evento de subida relativa do nível de base (segmento entre amostras 9 e 12) atinge seu máximo, formando um alto deposicional interno (ver projeção do cordão lagunar associado a amostra 12 na linhas A, B e C) que separou toda a região em duas lagoas (Fig. 7) a 770 anos BP.

6.6 Variações do nrm e evolução da Paleolagoa do Estreito

A história pós-glacial do nível do mar no litoral do Rio Grande do Sul estende-se

de cerca de 17.5 ka, quando o nível do mar estava entre 120-130 m mais baixo, subindo a partir de então [Corrêa 1995]. Curvas de variação do nrm durante o Holoceno propostas para a costa sudeste – sul do Brasil indicam que no ponto culminante do TMP (5–6 ka), o nível do mar atingiu aproximadamente 2–5 m acima do seu nível atual, seguido por uma lenta queda do nrm [Martin et al. 1979, 2003, Angulo & Lessa 1997, Angulo et al. 1999, 2006).

Na porção sul da PCRS, na praia do Cassino, o nrm atingiu um máximo de 2 metros acima do atual entre 6-5 ka e, posteriormente, caiu lentamente até cerca de 4 ka, quando então essa queda teria se acelerado [Barboza *et al.* 2021, Dillenburg 2014]. No setor norte da PCRS, Santos et al. [2022] definiram um máximo transgressivo a cerca de 7.1 ka, quando então a progradação da Barreira IV teria iniciado. Essa progradação incluiu fases com (7.1 a 5.6 ka) e sem (5.6 a 3.9 ka) agradação seguidas por etapas relacionadas a queda lenta (entre 3.9 a 1.8 ka) e acelerada (1.8 ka até o presente) do nrm. Nesse intervalo de cerca de 7 ka o nrm teria atingido um máximo de 3 m acima do atual a 5.6 ka, se mantido constante até 3.9 ka, caído de forma lenta até 1.8 ka e acelerada até

o presente. A luz dos dados publicados para a costa do RS, se pode admitir uma subida máxima do nrm entre 2 e 3 m acima do atual, ocorrida entre 7 e 5 ka; um nrm constante ou caindo lentamente, até cerca de 4 ka; o início da queda do nrm (ou aumento a taxa de queda) a partir de então, acelerando ainda mais a partir de 1.8 ka.

Dillenburg *et al.* [2017] afirmam não existirem evidências da ocorrência de oscilações de alta frequência a partir de 6 ka para a costa [Martin *et al.* 1979, Angulo & Lessa 1997]. No entanto, estudos realizados em terraços lagunares de várias lagoas do litoral norte da PCRS, onde feixes de cordões litorâneos registram sucessivos pulsos de queda do nível de base, indicam que oscilações de alta frequência ocorreram, apenas são de mais difícil identificação em ambientes de alta energia se comparados ao registro geológico dos corpos lagunares associados [Santos, 2019].

De forma concordante com curvas de variação do nrm propostas para a o Brasil e, em específico, para a PCRS, o nível de base na Paleolagoa do Estreito apresenta uma queda generalizada desde 2.45 (amostra 2) até 1.8 (amostra 9) ka BP. No entanto, de 1.8 (amostra 9) até 0.77 (amostra 1) ka BP o nível de base da lagoa subiu cerca de 0.54 centímetros e então se estabiliza por cerca de 100 anos (ponto 16 – 0.65 ka BP). A partir de então, o nível de base volta a cair até atingir sua posição atual. Como um todo, o perfil totaliza 1.8 metros de queda ao longo dos últimos 2.45 ka.

A queda do NRM durante o Holoceno isolou uma série de lagoas no Sistema Laguna – Barreira IV [Tomazelli & Villwock 1996]. Nas lagoas do norte da PCRS, o crescimento de pontais arenosos de NW/SE perpendiculares aos ventos dominantes juntamente com as oscilações do nível do mar foram

responsáveis pela segmentação entre as lagoas [Villwock 1986, Santos 2019]. Diferentemente ao que ocorreu ao norte, na Paleolagoa do Estreito o crescimento de esporões arenosos perpendiculares a costa não teve papel na sua segmentação.

6.7 Evolução paleogeográfica da Paleolagoa do Estreito

Além das datações foi possível desenvolver um modelo evolutivo do sistema lagunar que será descrito abaixo:

Estágio 1 (Fig. 7): A deposição na margem lagunar teve início em 2.45 ka quando a paleolagoa esteve em seu nível mais alto, cerca de 1.8 m acima do atual, e sua margem NO coincidia com a falésia que a separa dos depósitos pleistocênicos da Barreira III. Pelo fato dos dados de GPR não terem sido coletados ao longo de toda a costa holocênica, não foi possível identificar a margem SE da paleolagoa. No entanto, os três radargramas não mostram qualquer indício da outra margem. Estima-se assim que a largura total tenha sido, no mínimo, o dobro da linha de georadar mais longa. Além disso, a geometria dos cordões lagunares mais jovens indica que a margem SE está totalmente recoberta pelas dunas transgressivas, mas, provavelmente, próximo do limite externo das dunas transgressivas. Assumindo-se uma paleolagoa simétrica, ter-se-ia cerca de 1.2 km de extensão lagunar em direção ao oceano a SE dos cordões mais jovens, perfazendo assim uma paleolagoa com cerca de 3 km de largura total e mais de 8 m de profundidade. A Barreira IV, limite externo da Paleolagoa do Estreito, estaria progradando durante uma fase de queda do nrm (regressão forçada) conforme aponta a bibliografia previamente abordada e os dados dos cordões lagunares ora apresentados.

Estágio 2 (Fig. 7): Representa o final de uma fase de queda constante e relativamente acelerada de cerca de 80 cm do nível de base ao longo de 250 anos (2.45 a 2.2 ka). Neste período a margem lagunar NO migrou por cerca de 220 m com diversos cordões lagunares se formando sucessivamente, em patamares cada vez mais baixos, deixando os anteriores expostos. Um único corpo lagunar, mais estreito e pouco mais raso que o anterior, dominava o cenário. A Barreira IV teria se estendido em direção ao oceano, formando um corpo arenoso mais largo.

Estágio 3 (Fig. 7): Representa o final de uma fase de queda inicialmente lenta, acelerando ao final, mas, de modo geral, mais lenta que a anterior (Fig. 9), pois envolveu um rebaixamento de cerca de 40 cm do nível de base ao longo de 400 anos (2.2 a 1.8 ka). Neste período a margem lagunar NO migrou por cerca de 280 m com diversos cordões lagunares se formando sucessivamente, em patamares cada vez mais baixos, deixando todos os depósitos anteriores expostos. Assim, um único corpo lagunar, ainda mais estreito, um pouco mais raso do que o anterior e com uma extensa área (500 m largura em cada margem) de depósitos lagunares expostos dominava o cenário. A Barreira IV teria continuado a se expandir em direção ao oceano, numa regressão forçada continuada, formando um corpo arenoso ainda mais largo.

Estágio 4 (Fig. 7): Em oposição aos estágios anteriores, registra o final de uma etapa de subida constante, mas relativamente suave (Fig. 9) de cerca de 50 cm do nível de base ao longo de ca 1 ka (1.8 a 0.77 ka). Neste período a margem lagunar NO migrou por cerca de 250 m, com alguns poucos cordões lagunares se sucedendo em níveis cada vez mais altos até 1.6 ka, para depois deixarem de se formar e somente ressurgirem cerca de 900 anos depois (0.77

ka) em um patamar ainda mais alto. Como consequência dessa subida do nível de base e da morfologia antecedente da margem NO, dois corpos lagunares se desenvolveram e estariam bem estabelecidos em 0.77 ka quando o cordão lagunar 12 isolava um corpo relativamente amplo, com cerca de 500 metros de largura, da porção principal da Paleolagoa do Estreito. Essa compartimentação e também visível nos radargramas mostrados nas figuras 6, 7 e 8 do artigo. Considerando uma paleolagoa simétrica, compartimentação similar pode ter ocorrido na outra margem. Esta fase de subida do nível de base deve corresponder a um período de erosão e consequente estreitamento da Barreira IV.

Estágio 5 (Fig. 7): Representa o final de um período de cerca de 120 anos (0.77 a 0.65 ka) de estabilidade do nível de base (Fig. 9). Nesta fase diversos cordões lagunares se sucederam lateralmente formando um amplo terraço que separava os dois corpos lagunares formados no estágio anterior (e possivelmente espelhado na margem SE) na margem NO da Paleolagoa do Estreito. Nesta etapa de estabilidade do nível de base, estima-se que a Barreira IV teria progradado, formando um corpo arenoso mais largo.

Estágio 6 (Fig. 7): Representa o final de uma segunda fase de queda do nível de base lagunar desde 0.65 ka até hoje. Essa queda não foi constante, incluindo uma breve fase de subida do nível de base, e uma queda acelerada a partir de 0.53 ka, que finaliza com um rebaixamento total de cerca de 1 m ao longo de 650 anos. Neste período a margem lagunar NO migrou por cerca de 250 m com diversos cordões lagunares se formando sucessivamente até 0.53 ka em patamares cada vez mais baixos, deixando praticamente todos os depósitos lagunares anteriores expostos e retomando a se caracterizar por único

corpo d'água, mais estreito e pouco mais raso que antes, exceto localmente onde resquícios da paleolagoa secundária ainda se mantiveram devido a topografia mais baixa (entorno do cordão lagunar 9). A queda acentuada do nível de base desde 0.53 ka até hoje deve ter acelerado a expansão da barreira IV em direção ao oceano (regressão forçada). Assume-se que essa regressão forçada, somada a um evento de aridez em 0.25 ka (Dillenburg *et al.*, 2017), teria aumentado a disponibilidade de areia para o desenvolvimento de dunas transgressivas que teriam contribuído para a colmatação final da Paleolagoa do Estreito.

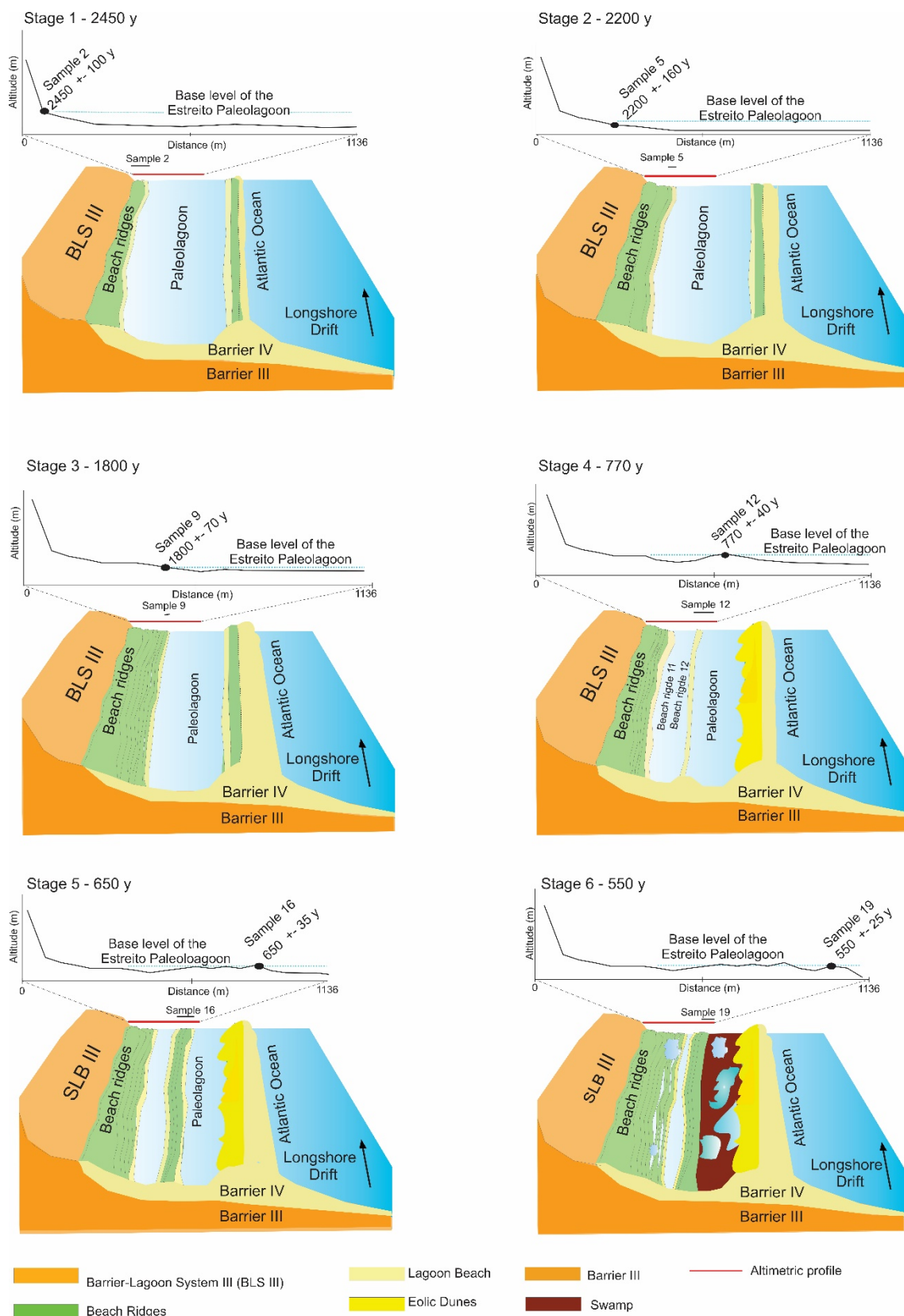


Figura 7: Estágios de evolução do sistema lagunar. A linha sólida em vermelho nas figuras, representa a localização onde o perfil altimetria vs distância foi realizado. Desenho esquemático não representa as escalas de distâncias e profundidades reais.

Capítulo VII: Considerações gerais

Os cordões lagunares (*beach ridges*) juntamente com seus depósitos de subsuperfície podem ser considerados como uma sequência de estágios na evolução costeira. A datação da sucessão dos cordões pode nem sempre representar o material no momento de sua deposição, pois partículas mais antigas podem ser misturadas em uma crista existente e um sistema não permanece protegido dos eventos de tempestade. Porém, na região de estudo, uma área tectonicamente estável, com vegetação costeira associada, onde eventos extremos como furacões não ocorrem, pode-se afirmar que as idades evolutivas dos cordões apresentadas neste estudo, e a metodologia utilizada (com a coleta das idades na mesma profundidade em todas as cristas) são congruentes com a descida do NRM durante o Holoceno a partir dos últimos 2.45 ka. Ainda assim, apesar da tendência observada de que pode ter ocorrido mobilizações que geraram discrepâncias nas idades dos cordões e da necessidade de estudos futuros que associem a periodicidade de eventos de tempestades com os espaçamentos entre os cordões, o estudo se mantém consistente com o fato de apresentar de modo geral, uma curva de tendência para as variações do nível de base e do nrm para a região. Além disso, também foi possível demonstrar com sucesso a continuidade do sistema lagunar ao longo da costa. Para o futuro, sugere-se que mais trabalhos sejam efetuados no intuito de verificar oscilações de alta frequência nas variações regionais do nível do mar.

Capítulo VIII: Conclusões

A análise integrada dos refletores de GPR, as imagens de satélite e as datações por OSL geraram novas informações sobre a evolução da barreira Holocênica no segmento analisado, em uma planície costeira no extremo sul do Brasil. Os refletores analisados expuseram a progressiva progradação da linha de costa e posterior assoreamento da Paleolagoa do Estreito, com os refletores que delineiam a base de fundo da Paleolagoa do Estreito indicando uma extensão desta por no mínimo mais 3.7 km no sentido S-SW, em profundidades de até 8 m. A análise integrada das imagens indicou também a extensão da paleolagoa em sentido N-NE. Elementos morfológicos presentes em subsuperfície foram correlacionáveis a feições identificadas em superfície, mapeadas e datadas como no exemplo dos cordões lagunares delineados nas imagens e projetados em subsuperfície. Os cordões lagunares (*beach ridges*) juntamente com seus depósitos de subsuperfície podem ser considerados como uma sequência de estágios na evolução costeira. O modelo evolutivo da paleolagoa inclui pelo menos seis segmentos que registraram mudanças relativas no nível do mar: 1) queda constante e relativamente acelerada de cerca de 80 cm do nível de base ao longo de 250 anos (0.32 cm.a^{-1}) (2.45 a 2.2 ka); 2) queda inicialmente lenta, acelerando ao final com um rebaixamento de cerca de 40 cm do nível de base ao longo de 400 anos (0.1 cm.a^{-1}) (2.2 a 1.8 ka); 3) migração por cerca de 280 m com diversos cordões lagunares se formando sucessivamente, em patamares cada vez mais baixos; 4) subida constante e suave, de cerca de 50 cm do nível de base ao longo de 1 ka (0.05 cm.a^{-1}) (1.8 a 0.77 ka); 5) final de um período de cerca de 120 anos (0.77 a 0.65 ka) de estabilidade do nível de base; 6) final de uma segunda fase de queda do nível

de base lagunar desde 0.65 ka até hoje. Essa queda não foi constante, incluindo uma breve fase de subida do nível de base, e uma queda acelerada a partir de 0.53 ka, que finaliza com um rebaixamento total de cerca de 1 m ao longo de 650 anos.

Capítulo IX: Referências Bibliográficas

Aitken MJ (1998) *An Introduction to Optical Dating. The dating of Quaternary Sediments by the use of photo-stimulated luminescence*. Oxford University Press, New York.

Annan AP (2001) *Ground Penetrating Radar: Workshop Notes*. Mississauga, Ontario, Canada. pp 192.

Adlam K (2014) Coastal lagoons: Geologic evolution in two phases. *Marine Geology* 355,291-296.

Adlam K (2015) The value of the geological record in determining rates and drivers of coastal lagoon shoreline development. Tese de Doutorado Universidade de Sydney. pp 349.

Almeida LESB, Toldo EE (1997) *Relatório Técnico – Projeto Estudos Ambientais em Áreas Costeiras e Oceânicas na Região Sul do País – Região de Osório, RS*. Porto Alegre (RS) IPH/UFRGS.

Angulo RJ, Lessa G (1997) The Brazilian sea level curves: A critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Mar. Geol.* 140, 141–166.

Angulo RJ, Giannini PC, Suguio K, Pessenda LC (1999) Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159(1-4), 323-339.

Angulo RJ, Lessa GC, de Souza MC (2006) A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary science reviews*, 25(5-6), 486-506.

Anthony A, Atwood J, August P, Byron C, Cobb S, Foster C, Vinhateiro N (2009) Coastal lagoons and climate change: ecological and social ramifications in US Atlantic and Gulf coast ecosystems. *Ecology and Society*, 14(1).

Barboza EG, Dillenburg SR, Ritter MN, Silva AB, Rosa MLCC, Caron F, Souza MC (2021) Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. *Geosciences*, 11(8), 326.

Barboza EG, Rosa MLCC, Hesp PA, Dillenburg SR, Tomazelli L, Ayup-Zouain RN (2011) Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Brazil – a new approach with GPR Data. *Journal of Coastal Research*, 646-650.

Barnes RSK (1980) Coastal Lagoons. Cambridge University Press. Cambridge, UK. pp106.

Baker PL (1991) Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. *Exploration Geophysics*, 22(1), 19-22.

Beres Jr M, Haeni FP (1991) Application of ground-penetrating-radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Groundwater*, 29(3), 375-386. Berryhill Jr HL, Dickinson KA, Holmes CW (1969) Criteria for recognizing ancient barrier coastlines. *AAPG Bulletin*, 53(3), 706-707.

Bird EC (1994) Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. In Elsevier oceanography series (Vol. 60, pp. 9-39).

Bittencourt VJB, Dillenburg SR, Barboza EG, Manzolli RP, Caron F (2016) Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. *Pesquisas Em Geociências*, 43(3), 249–269. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.79582>.

Bristow CS, Pucillo K (2006) Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill from a paraglacial beach-ridge plain south of Guichen Bay, south-east South Australia. *Sedimentology* 53, 769-788. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.033>).

Bristow CS, Jol HM (2003) An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. Geological Society, London, Special Publications, 211(1), 1-7.

Calliari LJ, Klein AHF, Barros FCR (1996) Beach differentiation along the Rio Grande do Sul coastline (Southern Brazil). *Revista Chilena de História Natural* 69, 485–493.

Catuneanu O, Abreu V, Bhattacharya JP, Blum MD, Dalrymple RW, Eriksson PG, Fielding CR, Fisher WL, Galloway WE, Gibling MR, Giles KA, Holbrook JM, Jordan R, Kendall CGSC, Macurda B, Martinsen OJ, Miall AD, Neal JE, Nummedal D, Pomar L, Posamentier HW, Pratt BR, Sarg JF, Shanley KW, Steel RJ, Strasser A, Tucker ME, Winker C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Rev.* 92, 1– 33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>.

Chen R, McKeever SW (1997) Theory of thermoluminescence and related phenomena. World Scientific.

Clemmensen LB, Nielsen L (2010) Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, 223(3-4), 281-290.

Clemmensen LB, Nielsen L, Bendixen M, & Murray A (2012) Morphology and sedimentary architecture of a beach-ridge system (Anholt, the Kattegat sea): a record of punctuated coastal progradation and sea-level change over the past 1000 years. *Boreas*, 41(3), 422-434.

Cooper JAG (1994) Lagoons and microtidal coasts. *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*, 219-265.

Corrêa I, Ayup-Zouain, Weschenfelder J, Tomazelli L (2008) Áreas Fontes dos 484 Minerais Pesados e sua Distribuição sobre a Plataforma Continental Sul-brasileira, 485 Uruguaia e Norte-argentina. *Rev. Pesqui. em Geociências* 35, 137–150. 486 <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-05736-3.00018-X>.

Costas S, Ferreira O, Plomaritis TA, Leorri E (2016) Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. *Scientific Reports* 6, 38726. <https://doi.org/10.1038/srep38726>.

Davis JL, Annan AP (1989) Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

Dillenburg SR, Tomazelli LJ, Barboza EG (2004) Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology* 203, 43–56.

Dillenburg SR, Hesp PA (2009) Coastal barriers—an introduction. *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*, pp 1-15.

Dillenburg SR, Barboza EG (2014) The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *The Geological Society of London Special Publications* 388, 333–352.

Dillenburg SR, Barboza EG, Rosa MLC, Caron F, Sawakuchi AO (2017) 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*, 390, 106-119.

Dominguez JML, Bittencourt ACSP, Leão ZMAN, Azevedo AEG (1990) Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(2).

Duller GAT (1991) Equivalent dose determination using single aliquots. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18 (4): 371.

Galbraith RF, Roberts RG, Laslett GM, Yoshida H, Olley JM (1999) Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41(2), 339-364.

Galbraith RF, Roberts RG (2012) Statistical aspects of equivalent dose and error 510 calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. 511 *Quat. Geochronol.* 11, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020>.

Galloway WE, Hobday DK (1983) *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag. ISBN 3 540 90827 7.

Garcés-Ordóñez O, Saldarriaga-Vélez JF, Espinosa-Díaz LF, Canals M, Sánchez-Vidal A, Thiel, M (2022) A systematic review on microplastic pollution in water, sediments, and organisms from 50 coastal lagoons across the globe. *Environmental Pollution*, volume 315, 120366. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2022.120366>.

Guérin G, Mercier N, Adamiec G (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*. 29(1), 5-8.

Hede MU, Bendixen M, Clemmensen LB (2013) Joint interpretation of beach ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground penetrating radar data. *The Holocene* 23(9), 1238–1246. <https://doi.org/10.1177/0959683613484618>.

Holz M (1960) *Estratigrafia de sequencias: histórico, princípio e aplicações*. (2012) Rio de Janeiro: Interciência. pp 272.

Huntley DJ, Godfrey-Smith DI, Thewalt MLW (1985) Optical dating of sediments. *Nature*, **313**: 105 – 107.

Kennish MJ, Paerl HW (2010) Coastal lagoons: critical habitats of environmental change. CRC. <https://doi.org/10.1201/EBK1420088304>.

Kjerfve B (1994) Coastal Lagoons. In: Kjerfve, B., Ed., *Coastal Lagoon Processes*, Elsevier Oceanographic Series, Amsterdam, 1-8.

Krusche N, Saraiva JMB, Reboita MS (2002) Normais Climatológicas Provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande : [s.n].

Larson M (2012) Coastal lagoons. *Encyclopedia of Lakes and reservoirs*, 171-174.

Li SH, Chen YY, Li B, Sun J, Yang LR (2007) OSL dating of sediments from deserts in northern China. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 23-28.

Lopes RP, Oliveira LC, Figueiredo AMG, Kinoshita A, Baffa O, Buchmann FS (2010) ESR dating of Pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Quaternary International*, 212(2), 213-222.

Lopes RP, Dillenburg SR, Schultz CL, Ferigolo J, RIBEIRO A, Pereira JC, Kerber L (2014) The sea-level highstand correlated to marine isotope stage (MIS) 7 in the coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86, 1573-1595.

Lopes RP, Pereira JC, Kinoshita A, Mollemberg M, Barbosa Jr, Baffa O (2020) Geological and taphonomic significance of electron spin resonance (ESR) ages of Middle-Late Pleistocene marine shells from barrier-lagoon systems of Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102605.

Machado AA, Calliari LJ, Melo E, Klein AH da F (2010) Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*. 5, 277–286. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1186/cc3046>.

Machado AA, Calliari LJ (2016) Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research* 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/SI75-237.1>.

Manzoli RP (2016) Gênese e evolução do sistema laguna-barreira da feitoria. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande (UFRGS). pp 184. <http://hdl.handle.net/10183/150875>.

Marcomini SC, Maidana N (2006) Response of eolian ecosystems to minor climatic changes. *Journal of Coastal Research*, 204-208.

Martinho CT, Dillenburg SR, Hesp P (2009) Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research* 252, 285–293. <https://doi.org/10.2112/06-0645.1>.

Martin L, Flexor JM, Vilas-Boas GS, Bittencourt ACSP, Guimarães MMM (1979) Courbe de variation du niveau relative de la mer au cours des 7000 dernie' res anne'es sur un secteur homoge' ne du littoral bre' silien (nord de

Salvador—Bahia). In Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, Brazil, 11–18 September 1978; Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M., Eds.; USP: São Paulo, Brasil; pp. 264–295.

Martin L, Dominguez JML, Bittencourt ACSP (2003) Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *J. Coast. Res.* 2003, 19, 101–124.

Mitchum Jr RM, Vail PR, Thompson III S (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Motta VF (1969) Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra de Rio Grande. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, pp 114.

Murray AS, Roberts RG (1998) Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single aliquot protocol. *Radiation Measurements*, 29: 503 - 511.

Neal A (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth Science Review* 66, 261–330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>.

Nielsen L, Clemmensen LB (2009) Sea-level markers identified in ground penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime. *Terra Nova* 21, 474– 479. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00904.x>.

Nimer E (1977) Clima. In: IBGE – Geografia do Brasil, Região Sul. SERGRAF-IBGE. Rio de Janeiro, 35-79.

Oliveira ADOD and Calliari LJ (2006) Morfodinâmica da Praia do Mar Grosso, São José do Norte/RS. : <http://repositorio.furg.br/handle/1/2341>.

Otvos EG (2000) Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83– 570 108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00075-6).

Perez-Ruzafa A, Perez-Ruzafa I, Newton A, Marcos C (2019) Chapter 15 - coastal lagoons: environmental variability, ecosystem complexity, and goods and services uniformity. In: Wolanski, E., Day, J.W., Elliott, M., Ramachandran,

R. (Eds.), Coasts and Estuaries. Elsevier, pp. 253–276.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814003-1.00015-0>.

Porsani JL (1999) Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta Metodológica de Emprego em Estudos Geológico-geotécnicos nas Regiões de Rio Claro e Descalvado – SP. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 145 p.

Prasad P, Loveson VJ, Kumar V, Shukla AD, Chandra P, Verma S, Tirodkar GM (2023) Reconstruction of Holocene relative sea-level from beach ridges of the central west coast of India using GPR and OSL dating. *Geomorphology*, 442, 108914.

Reinson GE (1992) Transgressive barrier in landward estuarine systems. In: Walker, R. G. and James, N. P. (Eds), *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 179- 194.

Rodriguez AB, Meyer CT (2006) Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 76, 257-269.
<https://doi.org/10.2110/jsr2006.018>.

Rosa MLC, Barboza EG, Abreu VS, Tomazelli LJ, Dillenburg SR (2017) 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* 47, 183–207.
<https://doi.org/10.1590/2317-4889201720160138>.

Sander L, Hede MU, Fruergaard M, Nielsen L, Clemmensen LB, Kroon A, & Pejrup M (2016) Coastal lagoons and beach ridges as complementary sedimentary archives for the reconstruction of Holocene relative sea-level changes. *Terra Nova*, 28(1), 43-49

Santos NB (2019) Variação do nível relativo do mar no Holoceno e suas implicações na evolução do sistema laguna-barreira (região de Cidreira – Xangri-lá, RS). Dr. Thesis, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. pp127.

Santos NB, Lavina EL, Paim PS, Tatum SH, Yee M, dos Santos VO, Kern HP (2022) Relative sea level and wave energy changes recorded in a micro-tidal barrier in southern Brazil. *Quaternary Research*, 110, 13-25.

Serpa CG (2013) Morfodinâmica praial relacionada à presença de corpos de água intermitentes em duas praias da costa do Rio Grande do Sul, Brasil. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande. pp 131.

Scheffers A, Engel M, Scheffers S, Squire P, Kelletat D (2012) Beach ridge systems—archives for Holocene coastal events?. *Progress in Physical Geography*, 36(1), 5-37

Suguio K, Martin L, Bittencourt AC, Dominguez JM, Flexor JM, Azevedo AE (1985) 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*, 15(4), 273-86.

Sunamura T, Horikawa K (1974) Two-dimensional beach transformation due to waves. *Coastal Engineering Laboratory* 14, 920–938. <https://doi.org/2156-1028>.

Sprovieri FC, Clima de Ondas, Potencial Energético e o Transporte de Sedimentos no Litoral Norte do Rio Grande do Sul (2018) Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. pp 142.

Taylor M, Stone GW (1996) Beach-Ridges: A Review. *Journal of Coastal Research* 12, 612–621.

Tamura T, Murakami F, Nanayama F, Watanabe K, Saito Y (2008) Ground penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology* 248, 11–27. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.002>.

Tamura T (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 279-297.

Toldo Jr EE, Almeida LES, Dillenburg SR, Tabajara LL, Borghetti C (1993) Parâmetros Morfodinâmicos e Deriva Litorânea da Praia de Tramandaí - RS. *Geosul* 15, 75–88.

Tomazelli LJ, Villwock JA (1996) Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3), 373-382.

Tomazelli LJ, Villwock JA (2000) O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M., De Ros, L. F. eds. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 375-406.

Tomazelli LJ, Dillenburg SR, & Villwock JA (2000) Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 30(3), 474-476.

Tozzi HAM, Calliari LJ (2000) Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS ; *Pesquisas em Geociências*, 27 (1): 29-42, maio/ago., 2000. Versão online disponível em: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/20176>.

Travessas FDA, Dillenburg SR, Clerot LCP (2005) Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*, 57.

Villwock JA, Tomazelli LJ (1995) Geologia costeira do Rio Grande do sul. *Notas técnicas*, 8, 1-45.

Wintle AG, Murray AS (2006) A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiat. Meas.* 41, 369–391. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>.

Yukihara EG, McKeever SW (2011) *Optically stimulated luminescence: fundamentals and applications*. John Wiley & Sons.