

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

Impactos da Elevação do Nível do Mar e de Tempestades no Litoral do Rio Grande do Sul

Mayara de Jesus Lima

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

Orientador: *Prof. Dra.* Salette Amaral de Figueiredo

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Co-orientador: *Prof. Dra.* Elaine Siqueira Goulart

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Junho, 2026

Impactos da Elevação do Nível do Mar e de Tempestades no Litoral do Rio Grande do Sul

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

por

Mayara de Jesus Lima

Rio Grande, RS, Brasil

Junho, 2026

© 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.

L732i

Lima, Mayara de Jesus

Impactos da elevação do nível do mar e de tempestades no litoral do Rio Grande do Sul / Mayara de Jesus Lima. – 2026.
138f.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande –
Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, 2026.

Orientadora: Dra. Salette Amaral de Figueiredo

Co-orientadora: Dra. Elaine Siqueira Goulart

1. Oceanologia. 2. Erosão Costeira. 3. Aumento do nível do mar. 4. Erosão por tempestade. 5. Projeções da linha de costa. I. Figueiredo, Salette Amaral de. II Goulart, Elaine Siqueira Goulart. III. Título.

CDU 551.46

Catálogo na fonte: Bibliotecária Brenda Sequeira CRB10/1979



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO - INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOLOGIA
E-mail: ccpofq@furg.br - home-page: www.ppgio.furg.br



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 03/2026

Às treze horas trinta minutos do dia doze de junho do ano dois mil e vinte e seis, de forma Presencial; Aud. João Rocha – FURG/IO- C. Carreiros, Virtual: <https://conferenciaweb.rnp.br/webconf/salette-amaral-de-figueiredo>, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada: **“IMPACTOS DA ELEVÇÃO DO NÍVEL DO MAR E DE TEMPESTADES NO LITORAL DO RIO GRANDE DO SUL”**, da Acad. Mayara de Jesus Lima. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo – Orientadora – (PPGO-IO/FURG); Profa. Dra. Elaine Goulart – Coorientadora – (IO/FURG); Prof. Dr. Arthur Antônio Machado – (UFBA); Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira – (FURG) e Prof. Dr. Miguel da Guia Albuquerque – (IFRS). Dando início à reunião, a Profa. Salette Amaral de Figueiredo, Presidente da Sessão e orientadora da aluna, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientadora/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata APROVADA, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, por mim, Clabísnei Moura de Melo – Secretário PPGO, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia.

Salette Figueiredo
Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo

Documento assinado digitalmente
gov.br ARTHUR ANTONIO MACHADO
Data: 12/06/2026 17:44:47-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Elaine Goulart
Profa. Dra. Elaine Goulart

Prof. Dr. Arthur Antônio Machado

Ulisses Rocha de Oliveira
Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira

Miguel da Guia Albuquerque
Prof. Dr. Miguel da Guia Albuquerque

Profa. Dra. Grasiela Lopes Leães Pinho
Coordenadora PPGO

Mayara Lima
Acad. Mayara de Jesus Lima

Documento assinado digitalmente
gov.br GRASIELA LOPES LEAES PINHO
Data: 11/06/2026 09:07:29-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Agradecimentos

Gostaria de agradecer às minhas mentoras, Elaine e Salette, por todo o apoio acadêmico ao longo desses dois anos e por também terem sido suporte emocional em muitos momentos. Minha admiração por vocês, que sempre existiu, tornou-se ainda maior.

Aos meus pais e irmãos, que, apesar da distância geográfica, sempre apoiaram minhas escolhas e incentivaram meu crescimento pessoal e profissional.

Aos meus colegas de laboratório, Carol, Joana, Leandro e Natália, por todas as risadas, comentários absurdos, apoio emocional em momentos de crise, cafés pós almoço e por todos os pitacos que contribuíram na construção desse trabalho.

Aos meus grandes amigos da vida, Amanda, Douglas, Isadora, João, Livia, Murilo, Rafael e Silvio, por me mostrarem que a vida é muito melhor com vocês. Obrigada por todas as conversas, das mais profundas às mais rasas, por todos os momentos, bons e ruins, e por simplesmente estarem aqui.

Ao grande amor da minha vida, Luã, por ser o meu alicerce, meu maior apoiador, meu grande admirador e o homem mais paciente do mundo. Obrigada por ser você, e por escolher permanecer ao meu lado todos os dias. Tem muito mais de você nesse trabalho do que você imagina.

À família Sena e à família Puccinelli, por todo suporte ao longo dessa trajetória. Vocês foram essenciais para a conclusão desse trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro por meio da bolsa de estudos concedida durante o período de pesquisa, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento em congressos nacionais e revisão linguística do artigo resultado desse trabalho.

Índice

Lista de Figuras	vi
Lista de Tabelas	viii
Lista de Acrônimos e Abreviações.....	ix
Resumo	11
Abstract.....	13
Prefácio	14
Capítulo I: Introdução	16
1.1 Zonas Costeiras	20
1.2 Nível Médio do Mar	24
Capítulo II: Objetivos	26
2.1 Geral	26
2.2 Específicos.....	26
Capítulo III: Área de Estudo	27
3.1 Geologia e dinâmica costeira	28
3.2 Compartimentos costeiros.....	31
Capítulo IV: Material e Métodos.....	36
4.1 Extração de Linhas de Costa Multitemporais	37
4.2 Determinação da taxa de evolução costeira – TEC.....	37
4.3 Projeção das linhas de costa futuras.....	39
4.4 Ajuste para Aceleração da Elevação do Nível do Mar (ASLR)	39
4.5 Profundidade de Fechamento	41
4.7 Retração Adicional Induzida por Tempestade	43
4.7.1 Parâmetros morfodinâmicos e forçantes	46
4.7.2 Evento de Tempestade Analisado.....	48
Capítulo V: Artigo Científico	50
Capítulo VI: Síntese da Discussão e Resultados.....	84
ANEXO I.....	87
Capítulo VII: Referências Bibliográficas do Artigo	106
Capítulo VIII: Referências Bibliográficas da Dissertação	123

Lista de Figuras

Figura 1: Escalas da Morfodinâmica de Praia, com movimento resultante da linha de costa (horizontal) destacado em amarelo. Adaptado de Cowell & Thom [1995].	18
Figura 2: Classificação das barreiras em (a) transgressivas/retrogradacionais, (b) estacionárias/agradacionais e (c) regressivas/progradacionais, correlacionadas com o diagrama Curray-Swift. Fonte: [Woodroffe & Murray-Wallace, 2012; Bitencourt, 2019].	23
Figura 3: Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Tomazelli & Villwock [2005].	29
Figura 4: Distribuição espacial dos sistemas laguna-barreira quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul no setor médio e centro-sul, com indicação dos trechos de estudo e do comportamento evolutivo das barreiras costeiras. Fonte: Própria adaptado de Dillenburg <i>et al.</i> [2000] e SGB/CPRM [2006].	30
Figura 5: Localização da área de estudo no litoral médio e centro-sul do Rio Grande do Sul, indicando os seis setores analisados: Mostardas, Conceição, Estreito, Cassino, Sarita e Verga, com respectivas isóbatas batimétricas. Fonte: Elaborado pela autora.	32
Figure V-1: Location of the study area along the central coast and southern coast of Rio Grande do Sul, Brazil, showing the central markers of the analyzed sectors: Mostardas Beach, Conceição Lighthouse, Estreito Lighthouse, Mar Grosso Beach, Cassino Beach, Sarita Lighthouse, and Verga Lighthouse.	58

Figure V-2: Linear regression rates of shoreline change calculated along transects and the synthesis of mean coastal evolution rates (CER) obtained using DSAS for the analyzed sectors along the central and southern coasts of Rio Grande do Sul.	68
Figure V-3: Projection of shoreline position (Sp_t) for the different time horizons across the analyzed sectors.	70
Figure V-4: Shoreline retreat associated with ASLR: (a) additional retreat induced by ASLR (R_a); (b) projection of shoreline position adjusted for ASLR (S_{ptc}) for the different time horizons across the analyzed sectors.	71
Figure V-5: Effect of incorporating a storm event considered in isolation on shoreline projections: (a) additional retreat induced by the storm (R_t); (b) final shoreline position considering both accelerated sea-level rise (ASLR) and storm-induced retreat.	73

Lista de Tabelas

Tabela 1: Características morfodinâmicas dos trechos da área de estudo.....	35
Tabela 2: Classificação proposta por Esteves & Finkl [1998].	39
Tabela 3: Dados necessários para o cálculo da Retração de Bruun e respectivas fontes.....	41
Tabela 4: Dados necessários para o cálculo da retração por tempestade e as respectivas fontes.	45
Tabela 5: Valores de Hb utilizados para aplicação da metodologia proposta. ...	47
Tabela 6: Valores de Sm utilizados para aplicação da metodologia proposta. .	47
Tabela 7: Valores de T_s calculados para cada trecho da área de estudo.	48
Tabela 8: Principais características associadas ao evento utilizado para aplicação da metodologia proposta.	49
Table V-1: Morphodynamic characteristics of the study area sectors.	59
Table V-2: Shoreline classification proposed by Esteves and Finkl (1998).	61
Table V-3: Data required for the calculation of Bruun retreat and corresponding sources.....	63
Table V-4: Data required for the calculation of storm-induced shoreline retreat and their respective sources.....	65
Table V-5: Main characteristics associated with the storm event used in this study.	66
Table V-6: Shoreline change over the analyzed period and the corresponding behavioral classification for each sector.	67

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

A – Parâmetro de sedimentação do grão (Dean, 1977)

B

B – Altura da berma em relação ao nível do mar

D

D₅₀ – Mediana do tamanho de grão

D_c – Altura da duna frontal

DSAS – Digital Shoreline Analysis System

E

ES – Elevação da superfície livre da tempestade

G

g – Aceleração da gravidade

H

h* – Profundidade de fechamento interna

H_b – Altura de quebra de onda

h_b – Profundidade de quebra de onda

H_s – Altura significativa de onda

I

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

L

L – Distância entre a face superior e inferior do perfil praial

LaMoC – Laboratório de morfodinâmica costeira

LC – Linha de costa

LC_t – Projeção da linha de costa futura

S

utilizando a TEC

LC_{tc} – Projeção da linha de costa futura

SLR – Aceleração no aumento do nível do mar

ajustada considerando uma aceleração

na taxa de aumento do nível do mar

SLRa – Velocidade de aumento do

LC_{ts} – Projeção da linha de costa futura

nível do mar ajustado por uma

influenciada por tempestade

aceleração deste no futuro

LRR – Linear Regression Rate

SLRp – Velocidade de aumento do

nível do mar no presente

N

SL_t – Nível do mar daqui a t anos

NMM – Nível médio do mar

Sm – Sobrelevação do mar

P

T

PCRS – Planície costeira do Rio

T – Tempo futuro

Grande do Sul

Tanβ – Declividade do perfil praial

R

TEC – Taxa de evolução costeira

R_∞ – Retração máxima do perfil

TD – Duração total da tempestade

Ra – Retração adicional da linha de costa

T_s – Tempo-resposta do perfil praial a dado evento

R_t – Retração induzida por tempestade num período de t anos, utilizando o

T_p – Período associado à altura da onda

Método de Convolução

Resumo

A evolução da linha de costa em ambientes costeiros arenosos reflete a interação de forçantes que atuam em múltiplas escalas temporais, incluindo a variabilidade do nível médio do mar e eventos de tempestade de alta energia. Ao longo do litoral do Rio Grande do Sul, Brasil, caracterizado por elevada exposição às ondas e recorrência de tempestades, esses processos desempenham papel central no controle da dinâmica costeira e da vulnerabilidade. Nesse contexto, este estudo investiga a evolução espaço-temporal da linha de costa e projeta cenários futuros considerando tanto a elevação do nível do mar quanto os impactos induzidos por tempestades. As posições históricas da linha de costa (2010–2024) foram derivadas a partir de imagens de satélite de alta resolução, utilizando a base da duna frontal como um indicador morfologicamente estável. As taxas de variação da linha de costa foram quantificadas por meio de regressão linear, revelando acentuada variabilidade espacial: tendências erosivas persistentes predominam no litoral médio (até $-4,42$ m/ano), enquanto os setores do centro-sul apresentam comportamento predominantemente progradacional, com taxas de acreção de até $+3,25$ m/ano. As posições futuras da linha de costa foram projetadas para horizontes temporais de até 100 anos, integrando as tendências observadas com cenários de elevação acelerada do nível do mar e a retração adicional induzida por tempestades. Os resultados indicam que a elevação do nível do mar atua como o principal forçante das mudanças de longo prazo, resultando em recuos projetados superiores a 400 m em setores erosivos até 2124. Em contraste, setores progradacionais mantêm deslocamento positivo da linha de costa, embora com magnitudes reduzidas

após o ajuste para elevação do nível do mar. A retração induzida por tempestades apresenta magnitudes menores ($-0,06$ a $-8,7$ m), mas desempenha papel relevante na variabilidade de curto prazo e contribui de forma cumulativa para o aumento da vulnerabilidade costeira. A heterogeneidade espacial da resposta da linha de costa é fortemente controlada por fatores morfodinâmicos locais, especialmente a morfologia da plataforma interna e a disponibilidade sedimentar. Esses resultados demonstram que, enquanto a elevação do nível do mar governa a evolução costeira de longo prazo, eventos de tempestade modulam os ajustes de curto prazo, destacando a necessidade de estratégias de gestão costeira espacialmente explícitas e de monitoramento contínuo sob cenários de mudanças climáticas.

Abstract

Shoreline evolution in sandy coastal environments reflects the interaction of forcing mechanisms operating across multiple temporal scales, including mean sea-level variability and high-energy storm events. Along the coast of Rio Grande do Sul, Brazil, characterized by high wave exposure and frequent storm activity, these processes play a central role in controlling coastal dynamics and vulnerability. In this context, this study investigates the spatiotemporal evolution of the shoreline and projects future scenarios considering both sea-level rise and storm-induced impacts. Historical shoreline positions (2010–2024) were derived from high-resolution satellite imagery using the foredune toe as a morphologically stable proxy. Shoreline change rates were quantified through linear regression analysis, revealing marked spatial variability: persistent erosional trends dominate the central coast (up to -4.42 m/year), whereas the southern sectors exhibit predominantly progradational behavior, with accretion rates reaching $+3.25$ m/year. Future shoreline positions were projected for time horizons up to 100 years by integrating observed trends with accelerated sea-level rise scenarios and additional storm-induced retreat. Results indicate that sea-level rise acts as the primary driver of long-term shoreline change, leading to projected retreats exceeding 400 m in erosional sectors by 2124. In contrast, progradational sectors maintain positive shoreline displacement, although with reduced magnitudes after accounting for sea-level rise. Storm-induced retreat presents lower magnitudes (-0.06 to -8.7 m) but plays a significant role in short-term variability and contributes cumulatively to increased coastal vulnerability. The spatial heterogeneity of shoreline response is strongly controlled by local morphodynamic factors, particularly inner shelf morphology and sediment availability. These findings demonstrate that while sea-level rise governs long-term coastal evolution, storm events modulate short-term adjustments, emphasizing the need for spatially explicit coastal management strategies and continuous monitoring under climate change scenarios.

Prefácio

A recorrência de eventos extremos, associada às projeções de elevação do nível médio do mar indicadas pelo Sexto Relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2021), têm reforçado a necessidade de compreender, de forma integrada, os processos que controlam a evolução da linha de costa e suas respostas em cenários futuros. Esse contexto impõe desafios crescentes às zonas costeiras, especialmente em regiões intensamente ocupadas, onde os impactos físicos tendem a se refletir diretamente sobre as atividades humanas.

Este estudo integra estimativas do comportamento histórico da linha de costa em trechos do litoral do Rio Grande do Sul, ao longo de um período de aproximadamente 15 anos, obtidas por meio da análise de imagens de satélite em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, com projeções futuras da

posição da linha de costa sob a influência da elevação do nível do mar e da ocorrência de eventos de tempestade. O desenvolvimento do trabalho foi motivado pela aplicação e avaliação de uma metodologia brasileira de quantificação de perigos costeiros e projeção da linha de costa, proposta pelo Ministério do Meio Ambiente.

Assim, esta dissertação foi elaborada com o propósito de investigar o comportamento espaço-temporal da linha de costa em setores do litoral do Rio Grande do Sul e de projetar cenários futuros considerando o aumento do nível do mar e seu efeito combinado com tempestades. Ao explorar esses fatores em conjunto, o trabalho busca contribuir para a compreensão dos impactos das mudanças climáticas sobre a dinâmica costeira regional, oferecendo subsídios que possam apoiar análises de vulnerabilidade e iniciativas de planejamento e gestão costeira.

Capítulo I: Introdução

As praias arenosas constituem ambientes altamente dinâmicos, capazes de responder rapidamente a variações nas condições ambientais [Oliveira & Barboza, 2024; Vos et al., 2023]. Em escala global, estima-se que aproximadamente 24% dessas praias encontram-se em estado de erosão ativa, frequentemente intensificada por intervenções antrópicas que alteram o balanço sedimentar, bem como pelos efeitos da elevação do nível médio do mar (NMM) [Luijendijk et al., 2018; Mentaschi et al., 2018]. Nesse contexto, a linha de costa (LC), definida como a interface física entre o continente e o oceano, configura-se como um indicador sensível da evolução costeira, refletindo continuamente a ação combinada de ondas, marés, ventos, eventos extremos e variações no nível do mar [Boak & Turner, 2005].

O aumento do NMM tem se intensificado nas últimas décadas em resposta ao aquecimento global. O Sexto Relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) indica uma elevação aproximada de 0,20 m ao longo do último século, com projeções entre 0,28 e 1,01 m até 2100, dependendo dos

cenários de emissão de gases de efeito estufa [IPCC, 2021, 2023]. Paralelamente, projeta-se a intensificação de eventos extremos, ampliando os riscos de erosão costeira e inundação. Estimativas globais sugerem a possível perda de até metade das praias arenosas até o final do século, caso essas tendências persistam [Vousdoukas et al., 2020].

Apesar do caráter global dessas forçantes, sua manifestação não ocorre de forma homogênea. A resposta costeira é fortemente modulada por controles locais, como a morfologia da plataforma continental, a orientação da linha de costa e o balanço sedimentar [Cowell et al., 2006; Esteves et al., 2006; Figueiredo et al., 2020]. Dessa forma, a evolução da linha de costa resulta da interação entre forçantes globais e condicionantes regionais, tornando indispensável a análise em escala local.

Essa resposta também se organiza em múltiplas escalas temporais. Em curto prazo, a LC responde a variações no regime de ondas e marés, podendo sofrer deslocamentos significativos associados a tempestades. Em médio prazo, alterações no balanço sedimentar e intervenções antrópicas passam a exercer maior controle. Em longo prazo, a evolução costeira é dominada por variações do nível do mar e processos tectônicos [Boak & Turner, 2005; Cowell & Thom, 1994]. Essa organização multiescalar reflete a atuação simultânea de processos com diferentes magnitudes e frequências, nos quais eventos de alta energia produzem respostas rápidas e intensas, enquanto forçantes de longo prazo controlam tendências persistentes. A superposição desses processos confere à linha de costa comportamento dinâmico e não linear, no qual respostas de curto prazo podem modificar ou amplificar tendências de longo prazo (**Figura 1**).

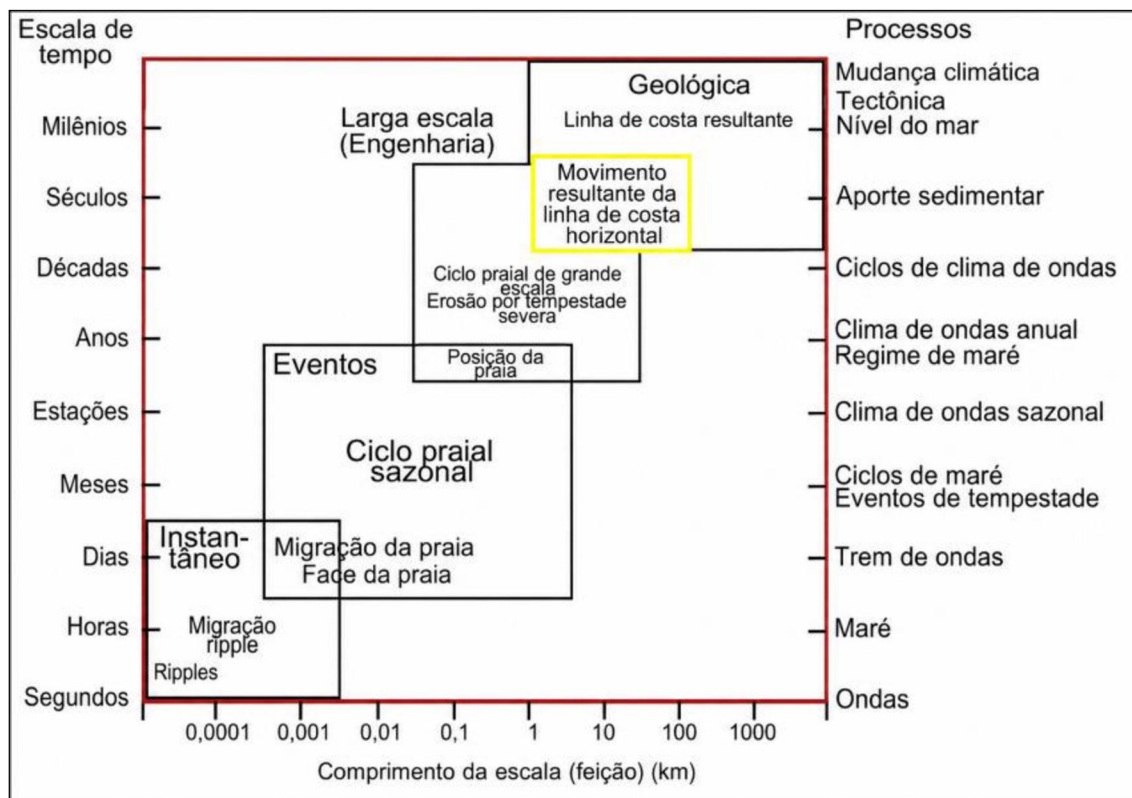


Figura 1: Escalas da Morfodinâmica de Praia, com movimento resultante da linha de costa (horizontal) destacado em amarelo. Adaptado de Cowell & Thom [1994].

Em regiões de oceano aberto, tempestades configuram-se como forçantes dominantes da dinâmica costeira, sendo capazes de induzir alterações morfodinâmicas abruptas em escalas de dias a semanas [Kron, 2013; Von Storch, 2014]. A natureza episódica e altamente energética desses eventos frequentemente resulta em recuos da linha de costa superiores às variações associadas a processos de longo prazo [Anfuso et al., 2020; Flor-Blanco et al., 2021; Guisado-Pintado & Jackson, 2019; Karunarathna et al., 2018; Ma et al., 2024]. Entretanto, esses recuos não necessariamente refletem tendências erosivas persistentes, podendo ocorrer mesmo em sistemas com balanço sedimentar positivo [D’Anna et al., 2021; Harley et al., 2022; Vitousek, Barnard, Limber, et al., 2017]. Após a dissipação da tempestade, é comum que a praia apresente recuperação morfológica parcial em condições hidrodinâmicas menos energéticas, processo descrito na literatura como *beach recovery* [Corbella &

Stretch, 2012; Morton et al., 1994; Phillips et al., 2019]. No sul do Brasil, a atuação recorrente de frentes frias e ciclones extratropicais gera a ocorrência de ondas de tempestade e marés meteorológicas, tornando a região particularmente vulnerável à ação combinada entre eventos extremos e elevação do NMM [Oliveira et al., 2019; Parise et al., 2009; Saraiva et al., 2003; Siegle & Calliari, 2008].

A análise da evolução da linha de costa é fundamental para identificar tendências de erosão e progradação e projetar cenários futuros [Nicholls & Cazenave, 2010; Stive et al., 2002; Vousdoukas et al., 2020]. Nesse contexto, o sensoriamento remoto permite a construção de séries temporais consistentes de linha de costa, com ampla cobertura espacial e temporal [Bishop-Taylor et al., 2021; Luijendijk et al., 2018; Park & Song, 2024]. Paralelamente, modelos numéricos e abordagens de complexidade reduzida têm sido utilizados para simular a resposta costeira a variações no nível do mar e no balanço sedimentar [Ashton & Murray, 2006; Cowell et al., 2006; Davidson et al., 2010, 2013; Miller & Dean, 2004; Splinter et al., 2014; Yates et al., 2009, 2011].

Grande parte das análises globais e locais de mudança da linha de costa baseia-se em imagens de satélite de baixa resolução espacial da ordem de dezenas de metros, como Landsat (30 m) e Sentinel-2 (10 m) [Almar et al., 2022; Almeida et al., 2021; Araújo et al., 2025; Luijendijk et al., 2018; Queiroz et al., 2022; Sutikno et al., 2015; Toure et al., 2019; Vos, Harley et al., 2019; Vos, Splinter, et al., 2019]. Embora essas bases de dados apresentem alta resolução temporal, elas são frequentemente insuficientes para capturar controles locais que influenciam a resposta da linha de costa em escala regional, especialmente em ambientes com elevada complexidade sedimentar e morfodinâmica. Essa

limitação compromete avaliações mais detalhadas sobre possíveis mudanças futuras.

No sul do Brasil, embora existam estudos que avaliam a posição futura da linha de costa e a dinâmica costeira regional [e.g. Albuquerque et al., 2013; Carvalho et al., 2026; Klein et al., 2016; Koerich & Pereira, 2023; Oliveira & Barboza, 2024; Sgandella, 2025], ainda são relativamente escassos os estudos que integram séries históricas de médio prazo da linha de costa com projeções que considerem simultaneamente a aceleração da elevação do nível do mar e a ocorrência de tempestades, mesmo em um contexto de elevada exposição a sistemas de tempestades e de extensos trechos costeiros marcados pela limitação de suprimento sedimentar. Em geral, esses trabalhos baseiam-se em séries temporais mais curtas, análises episódicas ou cenários que não isolam a influência da ocorrência de tempestades, o que limita a avaliação integrada da vulnerabilidade costeira em um contexto de elevada exposição a sistemas de tempestade e restrição de suprimento sedimentar.

Diante desse cenário, este estudo investiga a evolução espaço-temporal em trechos da linha de costa no litoral do Rio Grande do Sul, integrando séries históricas derivadas de imagens de satélite de alta resolução espacial com projeções futuras que consideram simultaneamente a elevação do nível do mar e os efeitos de eventos de tempestade. Ao combinar essas forçantes, busca-se avançar na compreensão dos mecanismos que controlam a resposta costeira regional e fornecer subsídios para a avaliação da vulnerabilidade e o planejamento costeiro.

1.1 Zonas Costeiras

As zonas costeiras representam a interface entre o continente e o oceano e concentram significativa parcela da população mundial, além de infraestrutura crítica e sistemas ambientais de alta relevância [Mentaschi et al., 2018]. Estima-se que aproximadamente 40% da população global resida nessas áreas, evidenciando sua elevada exposição aos impactos associados às mudanças climáticas [Adger et al., 2005; Bosboom & Stive, 2022]. No Brasil, mais da metade da população encontra-se distribuída ao longo de cerca de 8.000 km de litoral, incluindo grande parte das regiões metropolitanas do país [IBGE, 2022]. Além disso, são as áreas que apresentam maior crescimento populacional e urbano no Brasil e no mundo [Bitencourt, 2019].

Entre os diferentes ambientes costeiros existentes – como ilhas-barreiras, falésias, planícies de maré e deltas fluviais –, as praias arenosas destacam-se por sua ampla distribuição global e elevada sensibilidade às variações ambientais [Bosboom & Stive, 2022; Luijendijk et al., 2018]. Esses sistemas apresentam morfodinâmica altamente ativa, ajustando-se rapidamente a mudanças nas condições hidrodinâmicas e no nível do mar, o que os torna particularmente suscetíveis a processos erosivos, especialmente em contextos de déficit sedimentar [Luijendijk et al., 2018; Vos et al., 2023].

Costas arenosas dominadas por ondas, sob regime de micromaré, baixa declividade e elevada disponibilidade sedimentar, têm como barreiras costeiras seu principal elemento deposicional [Dillenburg & Hesp, 2009]. As barreiras costeiras são depósitos lineares de sedimento inconsolidado, paralelos à costa, formados principalmente pela ação das ondas [Dillenburg & Hesp, 2009; Gilbert, 1885; Johnson, 1919; Price, 1951; Roy et al., 1994; Shepard, 1952, 1960]. Esses sistemas compreendem uma porção emersa, representada por dunas e pós-

praia e a porção subaquosa composta pela zona de surfe e pela antepraia [Cowell et al., 2003].

Considerando o comportamento de longo prazo da linha de costa e o padrão de empilhamento de fácies, as barreiras costeiras podem ser classificadas em três categorias principais: (i) transgressivas ou retrogradantes, caracterizadas pela migração da linha de costa em direção ao continente; (ii) regressivas ou progradantes, associadas à progradação em direção ao oceano; e (iii) estacionárias, nas quais predomina o empilhamento vertical sem deslocamento significativo da linha de costa. Essa relação entre migração da linha de costa, nível relativo do mar e disponibilidade sedimentar é sintetizada no diagrama Curray-Swift, conforme apresentado por Woodroffe et al. [2012] e Murray-Wallace & Woodroffe [2014], com base nos conceitos desenvolvidos por Curray [1964], Swift [1974], Galloway & Hobday, [1983] e [Cowell, et al., 2003a; Cowell, et al., 2003b]. (**Figura 2**).

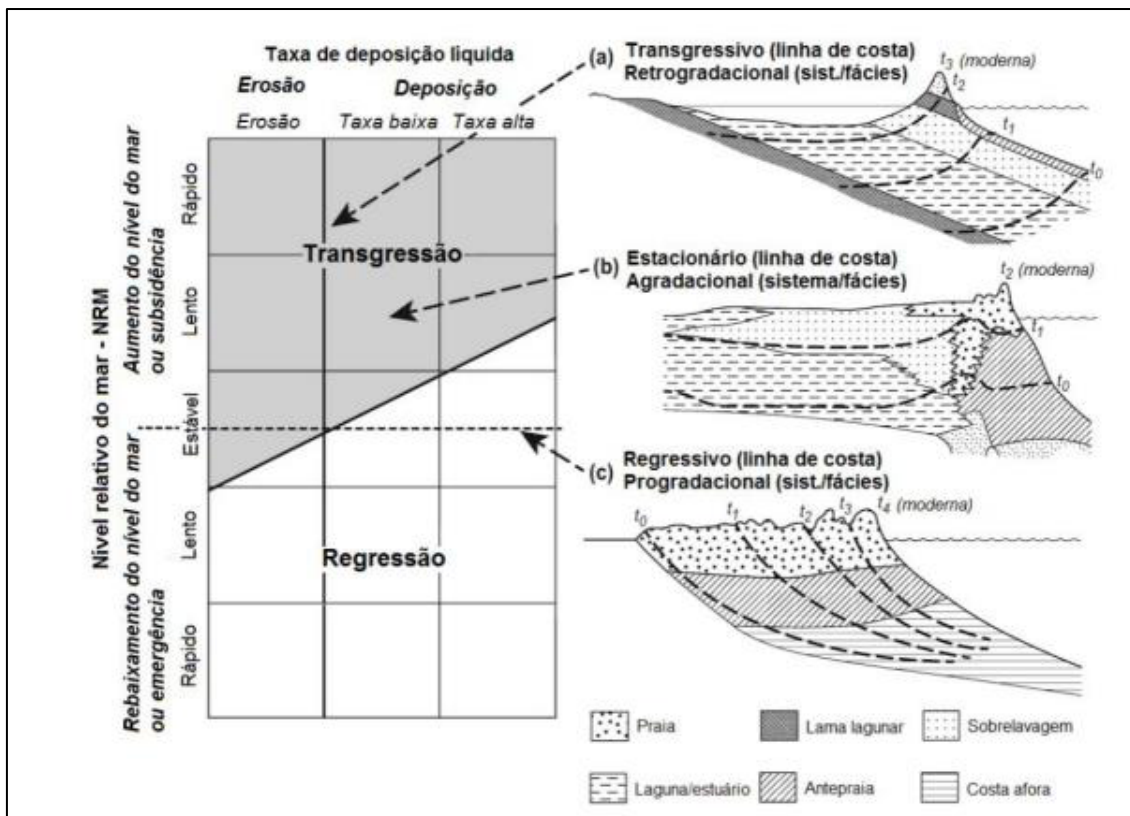


Figura 2: Classificação das barreiras em (a) transgressivas/retrogradacionais, (b) estacionárias/agradacionais e (c) regressivas/progradacionais, correlacionadas com o diagrama Curaray-Swift. Fonte: [Bitencourt, 2019; Murray-Wallace & Woodroffe, 2014; Woodroffe et al., 2012].

A costa do Rio Grande do Sul é composta por uma extensa barreira arenosa e apresenta, ao longo de sua extensão, alternância entre trechos progradantes e retrogradantes, refletindo diferenças no balanço sedimentar e na configuração da plataforma interna [Dillenburg & Hesp, 2009]. Durante o Quaternário, quatro sistemas laguna-barreira foram formados nessa margem, diretamente associados a oscilações do NMM, que controlaram ciclos sucessivos de transgressão e regressão marinha [Villwock & Tomazelli, 1995].

A baixa declividade da antepraia e da costa somadas a alta exposição às ondas incidentes, tornam o litoral do Rio Grande do Sul uma região particularmente vulnerável a cenários de elevação do NMM [Forgiarini et al., 2019; Germani et al., 2015]. Nesse contexto, o monitoramento das taxas de mudança da linha de costa e projeção de cenários futuros tornam-se medidas

estratégicas para subsidiar o planejamento e a mitigação dos impactos associados às mudanças climáticas.

1.2 Nível Médio do Mar

O aumento do nível médio do mar constitui uma das principais forçantes de longo prazo da dinâmica costeira. Associado à expansão térmica dos oceanos e à perda de massa de geleiras e mantos de gelo, esse processo tem se intensificado nas últimas décadas [IPCC, 2021, 2023]. Projeções indicam não apenas a continuidade dessa tendência, mas também sua aceleração ao longo do século XXI, com implicações diretas sobre a estabilidade das linhas de costa. O sexto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (AR6) projeta uma elevação do nível médio global do mar entre 0,28 m e 0,55 m até 2100 sob um cenário de baixas emissões de gases de efeito estufa (SSP 1-1.9) e entre 0,63 e 1,01 m sob um cenário de altas emissões (SSP 5-8.5) [IPCC, 2023]. Os SSPs (*Shared Socioeconomic Pathways*) representam trajetórias socioeconômicas utilizadas para simular diferentes níveis de emissões, mitigação e adaptação climática, fornecendo base para projeções futuras do sistema climático.

Além da elevação progressiva do NMM, destaca-se a intensificação esperada na frequência e magnitude de eventos extremos, incluindo tempestades tropicais e extratropicais, que tendem a ampliar a recorrência de inundações na zona costeira. Em regiões expostas ao oceano aberto, ondas de tempestade e marés meteorológicas configuram-se como forçantes primárias dos processos erosivos e de inundação costeira [Kron, 2013; von Storch, 2014]. A natureza episódica, porém, altamente energética desses eventos produz respostas morfodinâmicas desproporcionais à sua duração, sendo capazes de

induzir recuos expressivos da linha de costa em escalas de dias a semanas [Anfuso et al., 2020; Flor-Blanco et al., 2021; Guisado-Pintado & Jackson, 2019; Karunarathna et al., 2018; Ma et al., 2024].

A combinação entre a elevação progressiva do nível do mar e a ocorrência de eventos extremos implica aumento substancial do risco de erosão costeira, recuos abruptos da linha de costa e episódios de inundação. Voudouskas *et al.* [2020] apontaram que a região sudoeste da América do Sul, área que compreende o litoral do Rio Grande do Sul, irá experimentar recuos da LC que excedem 100 metros sob os RCPs 4.5 e 8.5. Esses cenários correspondem aos cenários SSP 2-4.5 (emissões intermediárias de gases de efeito estufa) e SSP 5-8.5 (emissões muito altas), respectivamente, adotados no AR6 do (IPCC, 2023)

No contexto brasileiro, abordagens empíricas têm sido empregadas para identificar setores suscetíveis à erosão e à inundação, incorporando parâmetros morfológicos e cenários de elevação do nível do mar [Pazini, 2021]. A região sul do Brasil, em particular, é recorrentemente afetada por ondas e marés de tempestade associadas à passagem de frentes frias e ciclones extratropicais [Oliveira et al., 2019; Parise et al., 2009; Saraiva et al., 2003; Siegle & Calliari, 2008], configurando um ambiente altamente sensível à ação combinada de forçantes de longo prazo e eventos episódicos de alta energia. Nesse contexto, a análise integrada da evolução da linha de costa torna-se essencial para a compreensão dos mecanismos de resposta costeira e para a construção de cenários futuros mais realistas.

Capítulo II: Objetivos

2.1 Geral

Investigar os impactos do aumento do nível do mar e o efeito combinado durante tempestades em trechos do litoral do Rio Grande do Sul e projetar linhas de costa futuras para os próximos anos.

2.2 Específicos

1. Analisar a evolução histórica da linha de costa em trechos do litoral do Rio Grande do Sul no período entre 2010 e 2024.
2. Investigar o impacto da elevação do nível médio do mar na costa em cinco horizontes temporais (10, 15, 25, 50 e 100 anos).
3. Identificar o impacto do efeito combinado da sobrelevação durante tempestades e da elevação do nível médio do mar em quatro horizontes temporais (10, 15, 25 e 50 anos).

Capítulo III: Área de Estudo

A área de estudo insere-se na Planície Costeira do Estado do Rio Grande do Sul (PCRS), que se estende ao longo de aproximadamente 630 km entre Torres e Barra do Chuí e ocupa uma área de cerca de 33.000 km², correspondendo a um recorte da porção emersa da Bacia de Pelotas. Essa planície resulta da interação entre variações quaternárias do nível médio do mar, dinâmica sedimentar costeira e retrabalhamento de depósitos continentais e marinhos ao longo de sucessivos ciclos transgressivos e regressivos [Tomazelli & Villwock, 2000; Villwock & Tomazelli, 1995].

O sistema Laguna-Barreira da PCRS é composto por quatro unidades principais: I, II, III e IV. O sistema IV, o mais recente, corresponde à barreira holocênica, enquanto os sistemas I, II e III representam barreiras pleistocênicas [Tomazelli & Villwock, 2000]. A planície abriga extensos corpos lagunares, com destaque para a Lagoa dos Patos (~10.000 km²) e a Lagoa Mirim (~3.770 km²), que exercem influência indireta na dinâmica costeira ao condicionarem o balanço

sedimentar regional e a hidrodinâmica estuarina. Devido à presença destes corpos costeiros, a PCRS não recebe aporte sedimentar arenoso considerável de descarga fluvial, visto que os sedimentos ficam retidos nos corpos costeiros, como a Lagoa Mirim e Lagoa dos Patos [Toldo Jr, 1989]. O setor analisado nesta dissertação compreende o litoral médio e centro-sul da PCRS, entre o Balneário Mostardense e o Farolete Verga.

3.1 Geologia e dinâmica costeira

A PCRS desenvolveu-se ao longo do Quaternário sob variações climáticas e oscilações glácio-eustáticas do nível relativo do mar, ocasionando o retrabalhamento de sistema lagunares e leques aluviais presentes na costa [Villwock et al., 1987]. Esse processo resultou em dois grandes conjuntos deposicionais: (i) um sistema de leques aluviais, que ocupa uma faixa contínua, ao longo da parte mais interna da planície; e (ii) quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (**Figura 3**), formados pela migração e reconfiguração da linha de costa durante os ciclos de subida e descida do nível do mar. Desses quatro sistemas, os três mais antigos correspondem a barreiras pleistocênicas, enquanto o quarto representa a barreira holocênica, associada ao último máximo transgressivo marinho e à configuração costeira atual [Barboza et al., 2021; Tomazelli & Villwock, 2000, 2005].

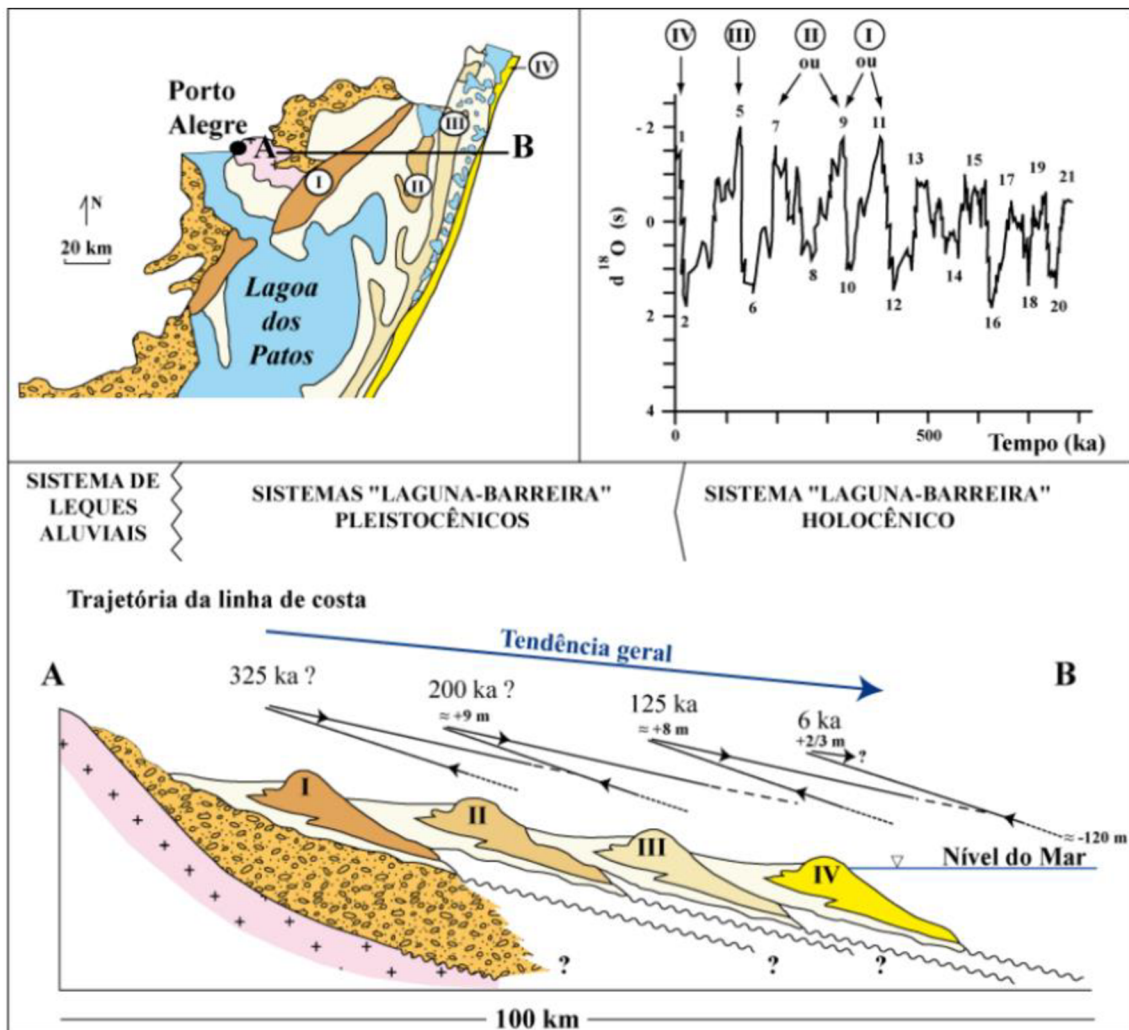


Figura 3: Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado por Rosa [2012] de Tomazelli & Villwock [2005].

Com o fim da última grande transgressão marinha, a evolução costeira passou a ser controlada principalmente pela interação entre a morfologia da plataforma interna, o clima de ondas e o transporte longitudinal de sedimentos [Dillenburg et al., 2000; Martinho et al., 2009]. Nesse contexto, processos costeiros contrastantes condicionaram respostas morfodinâmicas distintas ao longo da costa: as reentrâncias costeiras, associadas a plataformas de menor declividade, favoreceram a deposição sedimentar e o desenvolvimento de barreiras progradacionais ou regressivas, enquanto as projeções costeiras, caracterizadas por maior declividade da plataforma, foram dominadas por

processos erosivos, resultando em barreiras retrogradantes recobertas por dunas transgressivas (**Figura 4**) [Dillenburg *et al.* 2000].

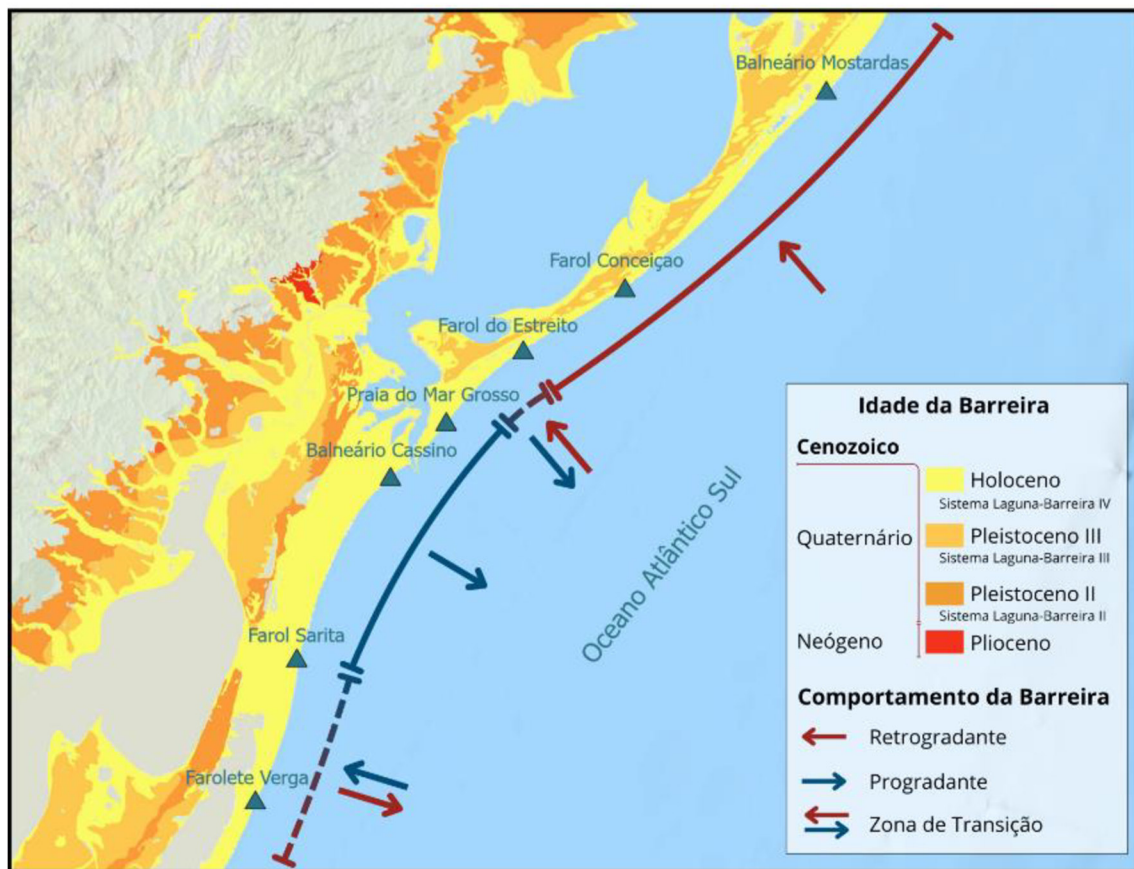


Figura 4: Distribuição espacial dos sistemas laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul no setor médio e centro-sul, com indicação dos trechos de estudo e do comportamento evolutivo das barreiras costeiras. Fonte: Própria adaptado de Dillenburg *et al.* [2000] e SGB [2006].

Essa região é formada por praias intermediárias e dissipativas, onde determinados ambientes intermediários podem adquirir de forma temporária características refletivas [Calliari *et al.*, 2006]. A dinâmica costeira é dominada por ondas, com altura significativa média variando entre 1,5 e 2,0 m [Cecilio & Dillenburg, 2019], sob regime de micromaré semidiurna com amplitude média anual de aproximadamente 0,5 m [Moller *et al.*, 2001]. Apesar da baixa amplitude astronômica, episódios de tempestade podem gerar marés meteorológicas

capazes de elevar o nível do mar em até 2,3 m, ampliando significativamente o potencial erosivo e a suscetibilidade à inundação costeira [Goulart, 2014].

O clima de ondas é fortemente controlado pelo regime de ventos regionais, com predominância de ventos do quadrante nordeste (NE) durante a primavera e o verão, e maior influência de ventos de oeste (W) e sudoeste (SW) no inverno [Cuchiara et al., 2009; Tomazelli, 1993]. Durante o inverno, a atuação de sistemas frontais e ciclones extratropicais favorece a incidência de *swells* provenientes do quadrante sul, associados a maiores alturas e períodos de onda [Romeu et al., 2015]. Esse padrão sazonal controla o transporte sedimentar ao longo da costa, estabelecendo uma deriva litorânea bidirecional, com tendência predominante para nordeste [Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo *et al.*, 1993; Lima *et al.*, 2001; Motta *et al.*, 2015].

3.2 Compartimentos costeiros

O estudo foi conduzido em seis trechos de aproximadamente 5 km de extensão, distribuídos entre o litoral médio e o centro-sul da costa do Rio Grande do Sul (**Figura 5**). Cada trecho foi delimitado a partir de setores chave com características diferenciadas em aspectos como: comportamento das barreiras em longo prazo, orientação da linha de costa, morfologia da antepraia e balanço sedimentar tendo base o conceito *Coastal-tract* [Cowell et al., 2003], utilizado no estudo de Figueiredo [2011].

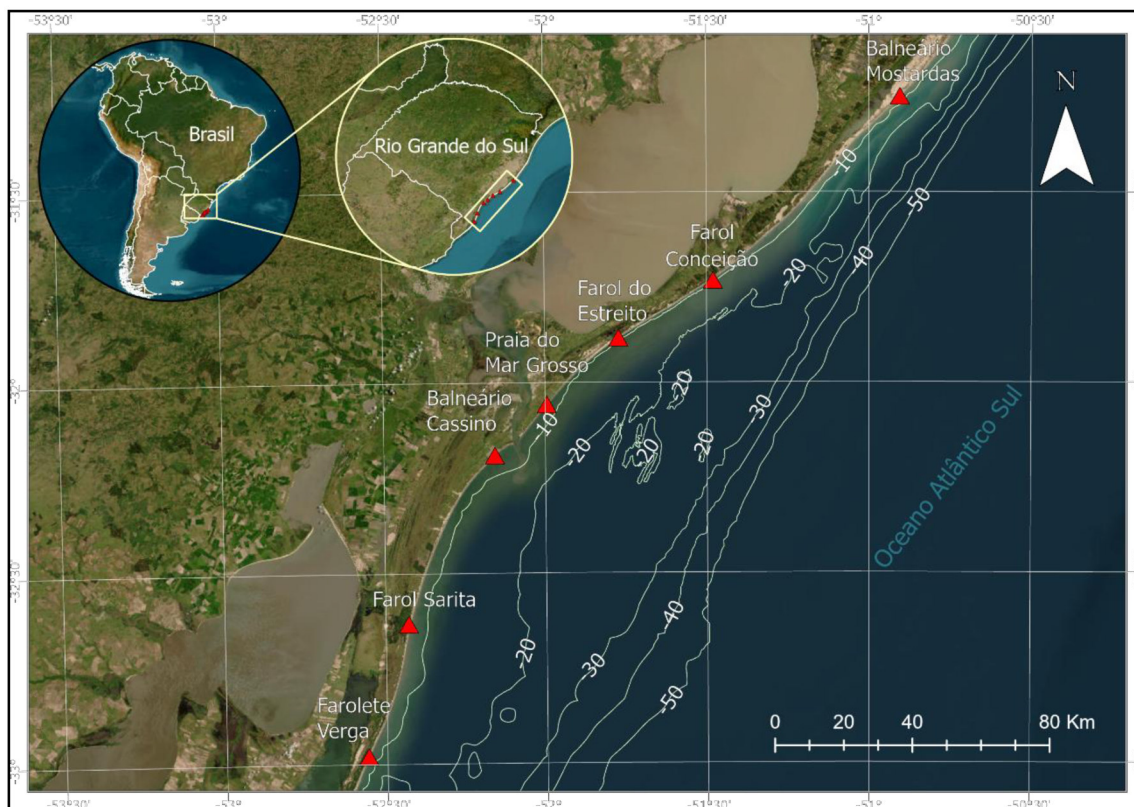


Figura 5: Localização da área de estudo no litoral médio e centro-sul do Rio Grande do Sul, indicando os seis setores analisados: Mostardas, Conceição, Estreito, Cassino, Sarita e Verga, com respectivas isóbatas batimétricas. Fonte: Elaborado pela autora.

O setor de Mostardas corresponde ao trecho mais ao norte da área analisada, situado em frente à porção urbanizada do Balneário de Mostardense, no município de Mostardas - RS. Trata-se de um segmento com ocupação urbana direta, o que introduz uma componente antrópica relevante na dinâmica costeira local. A praia apresenta dunas frontais bem desenvolvidas e urbanização adjacente, cuja presença interfere na dinâmica natural das dunas e favorece o avanço de areia sobre as construções localizadas em frente à praia [Absalonsen & Toldo Jr, 2007]. Do ponto de vista morfológico, destaca-se por apresentar a antepraia mais íngreme de toda a costa do estado [Fachin, 1998], característica que influencia a dissipação de energia das ondas e o padrão de resposta erosiva. Estudos conduzidos por Albuquerque et al. (2018), Simões et al. (2022) e Simões & Oliveira (2020) vêm investigando o potencial erosivo da

região e sua suscetibilidade a variações no regime hidrodinâmico e no nível do mar.

O setor localizado em frente ao Farol da Conceição, nas proximidades de Bojuru - RS, é amplamente reconhecido como um *hotspot* erosivo do litoral gaúcho. Evidências geomorfológicas e estratigráficas indicam retração persistente da linha de costa ao longo dos últimos ~5 ka. Entre os principais indicadores de retrogradação destacam-se a destruição de estruturas costeiras, escarpas erosivas em dunas frontais e o afloramento de turfas e depósitos lagunares no pós-praia [Barletta & Calliari, 2003; Bose et al., 2020; Buchmann & Tomazelli, 2003; Dillenburg et al., 2004; Machado, 2014; Pereira et al., 2007; Tomazelli et al., 1998, 2000; Tomazelli & Dillenburg, 1998]. Esse conjunto de evidências caracteriza o setor como uma área estruturalmente deficitária em sedimentos e altamente sensível a forçantes hidrodinâmicas.

O setor do Farol do Estreito, localizado no município de São José do Norte - RS, ocupa uma posição geomorfologicamente estratégica. Está inserido em uma zona transicional ao final de uma convexidade costeira, marcando o limite entre uma barreira retrogradante ao norte e uma barreira progradante ao sul [Barboza et al., 2018]. Entre os três setores do litoral médio analisados, é o que apresenta menor volume de dunas costeiras, o que reduz a capacidade de amortecimento frente a eventos extremos e potencializa sua vulnerabilidade à elevação do nível do mar [Figueiredo, 2011].

O setor da Praia do Mar Grosso, localizado também no município de São José do Norte – RS, insere-se numa região influenciada pela desembocadura da Lagoa dos Patos, integrando a região associada à tendência progradacional bem estabelecida no litoral centro-sul do estado, que se estende desde a

desembocadura lagunar até aproximadamente 8 km ao sul do Farol do Estreito [Barboza et al., 2018; Bitencourt et al., 2020; Dillenburg et al., 2000, 2009, 2017]. A dinâmica sedimentar local está fortemente relacionada ao aporte e redistribuição de sedimentos associados à influência estuarina e ao transporte longitudinal.

O setor do Balneário Cassino, localizado no município de Rio Grande – RS, também está inserido na região progradacional associada à influência da desembocadura da Lagoa dos Patos. Caracteriza-se por uma ampla planície costeira, com desenvolvimento significativo de campos dunares e histórico de avanço da linha de costa em escala holocênica e histórica recente [Dillenburg et al., 2017; Leal, 2016]. A progradação nesse trecho reflete balanço sedimentar positivo sustentado pela dinâmica costeira regional e pela redistribuição sedimentar ao longo das regiões adjacentes [Barboza et al., 2018; Bitencourt et al., 2020; Dillenburg et al., 2000].

O setor do Farol Sarita, localizado no município de Santa Vitória do Palmar – RS, situa-se ao sul do embaçamento do Cassino e é descrito como progradacional, embora apresente dunas transgressivas imediatamente atrás da praia atual [Dillenburg *et al.*, 2000], indicando fases pretéritas de migração costeira. Do ponto de vista geológico, a área evoluiu sobre um vale inciso contendo um paleocanal fluvial que se estende até a plataforma interna [Barboza *et al.*, 2021], sugerindo a presença de uma depressão topográfica herdada. Essa herança morfológica pode influenciar o padrão de acomodação sedimentar e a resposta a variações no nível do mar.

O setor do Farolete Verga, também localizado no município de Santa Vitória do Palmar – RS, trata-se de uma região descrita como estacionária ou

agradacional [Caron, 2014; Dillenburg et al., 2000; Martinho et al., 2009], caracterizada pela ausência de evidências expressivas de progradação em larga escala ao longo dos últimos ~5 ka. Esse tipo de barreira é marcado por estruturas dunares frontais complexas e pela predominância de empilhamento vertical (agradacional), ao invés de migração horizontal significativa da linha de costa [Roy et al., 1994]. A relativa estabilidade morfológica em escala milenar não implica necessariamente baixa sensibilidade a forçantes atuais, especialmente sob cenários de elevação acelerada do nível do mar.

As principais características morfodinâmicas de cada setor são apresentadas na **Tabela 1**.

Tabela 1: Características morfodinâmicas dos trechos da área de estudo.

Setor	Tamanho médio do Grão (mm)	Profundidade de fechamento (h*) (m)	Distância até h* (km)	Azimute (°)
Balneário Mostardense	0,18	6,8	1,42	39
Farol da Conceição	0,21	6,8	0,71	54
Farol do Estreito	0,19	8,1	0,51	56
Praia do Mar Grosso	0,14	8,1	2,13	40
Balneário Cassino	0,15	6,6	1,82	46
Norte do Farol Sarita	0,17	7,7	3,36	15
Sul do Farol Sarita	0,17	7,7	3,76	12
Farolete Verga	0,19	7,7	1,90	23

Capítulo IV: Material e Métodos

A metodologia aplicada neste trabalho foi baseada na desenvolvida por Klein *et al.* [2016], a qual tem como objetivo quantificar perigos costeiros e projetar linhas de costa futuras para diferentes horizontes temporais pré-estabelecidos. Este método apresenta quatro componentes principais: (i) extração de linhas de costa multitemporais derivadas de imagens de satélite; (ii) estimativa de tendências de longo prazo da linha de costa por meio do *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS); (iii) projeção de posições futuras da linha de costa sob cenários de elevação acelerada do nível do mar e (iv) incorporação dos impactos associados a eventos de tempestade. Nessa seção serão subdivididas e descritas as etapas necessárias para aplicação da metodologia proposta.

4.1 Extração de Linhas de Costa Multitemporais

As linhas de costa históricas foram obtidas por meio da vetorização manual da base da duna frontal, reconhecida como um indicador morfológicamente estável da interface entre o sistema praial e o continente. A escolha desse indicador segue as recomendações de Boak & Turner [2005], que destacam sua menor variabilidade em relação a outros proxies, como a linha de espraiamento ou a linha de vegetação, além de sua ocorrência contínua ao longo de toda área de estudo.

As vetorizações foram realizadas no software ArcGIS®, a partir de imagens de satélite disponibilizadas pela plataforma Planet Labs®, com resolução espacial entre 3 e 5 m/pixel e previamente georreferenciadas. No período de 2010 a 2024, foram selecionadas imagens distribuídas entre diferentes estações do ano, conforme a disponibilidade, de modo a contemplar a variabilidade sazonal e interanual da linha de costa.

Ao todo, foram analisadas 325 imagens distribuídas entre os setores de estudo: Balneário Mostardense (52), Farol da Conceição (52), Farol do Estreito (50), Praia do Mar Grosso (50), Praia do Cassino (30), Farol Sarita – norte e sul (45) e Farolete Verga (46). Cada setor analisado possui extensão aproximada de 5 km, definida a partir de um ponto central, abrangendo 2,5 km para norte e 2,5 km para sul. As datas de aquisição e resoluções espaciais encontram-se detalhadas no Anexo I.

4.2 Determinação da taxa de evolução costeira – TEC

A evolução da linha de costa foi quantificada por meio da Taxa de Evolução Costeira (TEC), definida como a razão entre o deslocamento da linha

de costa ao longo do tempo e o intervalo temporal correspondente. Para isso, a posição da linha de costa mais recente foi comparada com as posições pretéritas obtidas a partir das imagens de satélite.

A análise foi realizada utilizando a extensão *Digital Shoreline Analysis System 5.0* (DSAS), desenvolvida pelo *United States Geological Survey*, integrada ao ambiente ArcGIS®. O DSAS permite a análise estatística de séries temporais de linhas de costa vetoriais, estimando tendências a partir da distância entre uma linha de base fixa e cada linha de costa ao longo de transectos perpendiculares.

A linha de base foi definida paralelamente à linha de costa mais recuada, servindo como referência para a geração automática de transectos espaçados a cada 50 m. Ao longo desses transectos, foram calculadas as distâncias entre a linha de base e as diferentes posições da linha de costa.

A TEC foi estimada por meio do método de regressão linear (*Linear Regression Rate* – LRR), que ajusta uma reta aos deslocamentos da linha de costa ao longo do tempo, permitindo a obtenção de uma taxa média de variação. As incertezas associadas à delimitação das linhas de costa foram incorporadas à análise considerando a resolução espacial das imagens utilizadas. Além disso, transectos que interceptavam feições que poderiam introduzir viés na análise — como sangradouros, *blowouts* ou trilhas de acesso antrópicas — foram excluídos. O comportamento médio da linha de costa ao longo do tempo foi classificado utilizando a definição proposta por Esteves & Finkl [1998], definida na Tabela 2:

Tabela 2: Classificação proposta por Esteves & Finkl [1998].

Classe	Taxa de Mudança na Linha de Costa
Acreção	> 0.5 m/ano
Estabilidade	-0.5 até 0.5 m/ano
Erosão	-1 até -0.5 m/ano
Erosão Severa	< -1 m/ano

4.3 Projeção das linhas de costa futuras

Para determinar a posição futura das LCs foi utilizada a Equação 1.

$$LC_t = LC_0 + TEC \times t \quad \text{Eq. 1}$$

onde LC_t é a posição da linha de costa futura num tempo de t anos, considerando o aumento constante do nível do mar, LC_0 é a posição da linha de costa atual, TEC é a taxa de evolução da linha de costa, calculada como descrito na seção 4.1 e t é o horizonte temporal. Para a aplicação da equação 1, foram considerados os horizontes temporais de 10, 15, 25, 50 e 100 anos.

4.4 Ajuste para Aceleração da Elevação do Nível do Mar (ASLR)

As projeções obtidas pela Equação 1 já incluem o efeito da taxa atual de elevação do nível do mar. No entanto, é importante ressaltar que essa taxa tem acelerado de forma consistente ao longo das últimas décadas. Desde o início do século XX, a taxa média global praticamente triplicou, e as projeções indicam que, até o final do século XXI, ela poderá atingir valores cerca de dez vezes superiores aos observados no início do século passado, dependendo do cenário de emissões adotado [IPCC, 2021; 2023]. Para incorporar a aceleração

projetada (ASLR), calculou-se um valor de ajuste (SLRa) conforme a Equação 2.

$$SLRa = SL_t - SLRp \times t \quad \text{Eq. 2}$$

onde SL_t é o nível do mar daqui a t anos e $SLRp$ é a velocidade de subida do nível do mar no presente.

O efeito da elevação adicional do nível do mar sobre a retração da linha de costa foi estimado por meio da Regra de Bruun [Bruun, 1954], expressa na Equação 3.

$$Ra = \frac{SLRa \times L}{h_* + Dc} \quad \text{Eq. 3}$$

onde, $SLRa$ é a velocidade de subida do nível do mar ajustado por uma aceleração deste no futuro, L é a distância entre a face superior e inferior do perfil praial, h_* é a profundidade de fechamento interna e Dc é a altura da duna frontal em relação ao nível médio do mar.

As variáveis para aplicação das Equações 2 e 3 e suas respectivas fontes de informação estão sintetizadas na **Tabela 3**. Para caracterizar a morfodinâmica das praias analisadas neste estudo, foram utilizados dados de perfis praias provenientes do banco de dados do Laboratório de Morfodinâmica Costeira (LaMoC) da Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Os levantamentos foram realizados entre 1991 e 2003, com medições de cota iniciando no topo da duna frontal e estendendo-se em direção ao mar até uma profundidade operacional segura, definida em função das condições de campo e das limitações do equipamento. O processamento dos dados foi realizado por meio

de rotinas desenvolvidas em um *software* de processamento de dados, permitindo a reconstrução dos perfis transversais, bem como o cálculo da declividade do perfil praiar e da altura da duna frontal. A profundidade de fechamento interna foi calculada por Sgandella [2023] utilizando a equação proposta por Hallermier [1981].

Tabela 3: Dados necessários para o cálculo da Retração de Bruun e respectivas fontes.

Símbolo	Descrição	Fonte
SL_t	Nível do Mar Projetado para o Futuro (m)	IPCC, 2021
D_c	Altura da Duna Frontal (m)	Banco de dados de perfis praias (LaMoC)
SLR_p	Ac. da taxa de elevação do nível do mar (mm/ano)	IPCC, 2023
h^*	Prof. de Fechamento (m)	Sgandella, 2023
L	Distância até h^* (m)	Medida em ambiente SIG

A nova posição da LC_{tc} , ajustada pela aceleração da elevação do nível do mar, foi obtida pela Equação 4.

$$LC_{tc} = LC_t + Ra \quad \text{Eq. 4}$$

onde, LC_t é posição da linha de costa futura num tempo de t anos e Ra é a retração adicional da linha de costa.

4.5 Profundidade de Fechamento

O transporte de sedimentos ao longo do perfil transversal de uma praia, induzido pela ação das ondas, diminui progressivamente em direção ao mar aberto, tornando-se desprezível a partir de determinada profundidade [Bruun,

1962; Hallermeier, 1981]. Até esse limite, o perfil é considerado ativo, apresentando variações morfológicas significativas (0,3 m); além dele, as alterações no fundo são mínimas ou inexistentes. Essa profundidade limite é definida como profundidade de fechamento.

De acordo com Hallermeier [1981], o perfil praiar pode ser compartimentado em três zonas principais em função da intensidade dos processos hidrodinâmicos e do transporte sedimentar: (i) a zona de surfe, caracterizada por intensa mobilização sedimentar associada à quebra das ondas; (ii) a zona de antepraia, onde os efeitos das ondas são moderados e ocorre deposição resultante do transporte entre zonas adjacentes; e (iii) a zona *offshore*, onde a interação onda-fundo é insuficiente para gerar transporte sedimentar significativo.

Com base nessa compartimentação, Hallermeier [1981] definiu a profundidade de fechamento interna (h_c) como função da altura significativa média de onda (H_{sig}) e do desvio padrão associado (σ), conforme a Equação 5.

$$h_c = 2H_{sig} + 11\sigma \quad \text{Eq. 5}$$

No presente estudo, a profundidade de fechamento foi obtida a partir dos valores calculados por Sgandella [2023], utilizando a formulação proposta por Hallermeier [1981]. Sgandella [2023] utilizou dados de onda modelados pelo Laboratório de Análises Numéricas e Sistemas Dinâmicos (LANSD) da FURG através do modelo Tomawac para dois trechos na costa do Rio Grande do Sul, Farol Albardão no município de Santa Vitória do Palmar e o Farol da Conceição

no município de São José do Norte, em uma série temporal de 37 anos, desde 1979 até 2015.

4.7 Retração Adicional Induzida por Tempestade

Embora as estimativas de LC_{tc} incorporem efeitos de longo prazo associados à elevação do nível do mar, este estudo também considera os impactos de curto prazo decorrentes de tempestades, capazes de provocar alterações abruptas na configuração da linha de costa.

Durante eventos de tempestade, o perfil praial não responde instantaneamente às condições impostas, ajustando-se progressivamente em direção a um novo estado de equilíbrio. De acordo com Kriebel & Dean [1993], essa resposta é controlada por uma escala de tempo característica (T_s), que depende principalmente da altura de quebra da onda (H_b) e das propriedades do sedimento. De modo geral, maiores alturas de onda resultam em respostas mais rápidas, enquanto sedimentos mais grossos implicam tempos de ajuste mais longos.

A máxima retração potencial do perfil praial associada à sobre-elevação do nível do mar durante tempestades pode ser estimada com base na Regra de Bruun [Bruun, 1954], sendo expressa pela Equação 6.

$$R_{\infty} = \frac{S_m \times X_b}{D_c + h_b - \frac{S_m}{2}} \quad \text{Eq. 6}$$

onde S_m é a sobrelevação do mar, X_b é a distância da profundidade de quebra da onda até a costa (dada por $= (h_b/A)^{3/2}$), D_c é a altura da duna frontal, h_b é a profundidade de quebra de onda e A é o parâmetro de sedimentação do grão.

Entretanto, em eventos de curta duração, como tempestades, essa retração máxima raramente é atingida, uma vez que o tempo de atuação da forçante é insuficiente para que o perfil alcance o equilíbrio previsto pela Regra de Bruun. Para representar essa resposta não instantânea, foi aplicado o Modelo de Convolução (Equação 7) proposto por Kriebel & Dean [1993], no qual a retração efetiva (R_t) é função do tempo de duração do evento (TD) e do tempo de resposta do perfil (T_s)

$$\frac{R_t}{R_\infty} = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \frac{\delta}{1 + \delta^2} \exp\left(-\frac{2\sigma t}{\delta}\right) - \frac{1}{1 + \delta^2} [\cos(2\sigma t) + \delta \sin(2\sigma t)] \right\} \quad \text{Eq. 7}$$

Onde δ é a taxa de retração adimensional da tempestade dado pela Equação 8.

$$\delta = 2\pi \frac{T_s}{TD} \quad \text{Eq. 8}$$

onde TD é a duração total do evento e T_s é o tempo-resposta do perfil praial a dado evento, que está principalmente ligada ao tamanho de onda de tempestade na costa e ao parâmetro de sedimentação do grão presente na praia. T_s foi obtido através da Equação 9.

$$T_s = \frac{320 \times H_b^{3/2}}{(A^3 g^{1/2}) \left(1 + \frac{h_b}{B} + \frac{m x_b}{h b}\right)} \quad \text{Eq. 9}$$

onde H_b é a altura de onda no ponto de quebra, g é a aceleração da gravidade, m é a declividade do perfil praial dado por $\tan\beta$;

E σ é dado pela Equação 10.

$$\sigma = \frac{\pi}{TD} \quad \text{Eq. 10}$$

As variáveis necessárias para o cálculo da retração por tempestade e as respectivas fontes de informação estão apresentadas na **Tabela 4**.

Tabela 4: Dados necessários para o cálculo da retração por tempestade e as respectivas fontes.

Variável	Fonte
Declividade do perfil praial ($\tan\beta$)	Banco de dados de perfis praias (LaMoC)
Altura da duna frontal (D_c) (m)	Banco de dados de perfis praias (LaMoC)
Tamanho do grão (ϕ)	Banco de dados (LaMoC)
Altura e profundidade de quebra (H_b e h_b) (m)	Goulart [2014]
Elevação da superfície livre da tempestade (m)	Dados do Sistema Argus
Tempo de duração da tempestade (TD) (horas)	Goulart [2014]
Tempo de resposta do perfil (T_s) (horas)	Calculado (Equação 9)

O Modelo de Convolução foi utilizado para mensurar os possíveis impactos decorrentes de grandes tempestades, indicando áreas mais suscetíveis, que serão integradas às LCs futuras através da Equação 11.

$$LC_{ts} = LC_{tc} + R_t \quad \text{Eq. 11}$$

Onde LC_{ts} é posição da linha de costa futura num tempo de t anos influenciado por grandes tempestades, LC_{tc} é posição da linha de costa futura num tempo de t anos ajustada pelo ASLR e R_t , é a retração induzida por tempestades num período de t anos, utilizando o Método de Convolução.

Os parâmetros morfodinâmicos e as forçantes utilizadas na aplicação do Método de Convolução estão descritos no item 4.7.1, enquanto o evento de tempestade utilizado está descrito no item 4.7.2.

4.7.1 Parâmetros morfodinâmicos e forçantes

A declividade do perfil praiial foi calculada em um *software* de processamento de dados a partir dos perfis do banco de dados do LaMoC, utilizando a relação trigonométrica entre a variação vertical e horizontal ao longo do perfil, desde o topo da duna frontal até o limite inferior do levantamento.

O tamanho do grão foi obtido a partir de Pereira *et al.* [2010], sendo utilizada a granulometria média como parâmetro de entrada para o cálculo do parâmetro de sedimentação A , conforme Dean [1977]. A altura de quebra da onda (H_b) foi obtida a partir de Goulart [2014], assumindo-se a relação $h_b=0,5H_b$ para estimativa da profundidade de quebra [Klein et al., 2016]. Adicionalmente, foram incorporados incrementos de até 5% projetados para condições extremas com base em Meucci *et al.* [2020], considerando o cenário RCP 8.5. Os valores de H_b utilizados estão dispostos na **Tabela 5**.

Tabela 5: Valores de H_b utilizados para aplicação da metodologia proposta.

Horizontes temporais	Valores de H_b (m)
Goulart [2014]	0,77
2034	0,79
2039	0,79
2049	0,79
2074	0,81

A sobre-elevação do nível do mar (S_m) foi obtida a partir das imagens adquiridas pelo sistema Argus instalado na praia do Cassino. Com base em dados adquiridos entre 2005 e 2011, Goulart [2014] extraiu posições diárias da linha d'água, utilizadas neste estudo como forçante no cálculo da retração máxima. Para projeção de cenários futuros, foram adicionados aos valores de S_m os incrementos de elevação do nível médio do mar correspondentes a cada cenário analisado. Os valores de S_m utilizados estão sintetizados na **Tabela 6**.

Tabela 6: Valores de S_m utilizados para aplicação da metodologia proposta.

Horizontes temporais	Valores de S_m (m)
Goulart [2014]	2,28
2034	2,37
2039	2,42
2049	2,50
2074	2,67

O tempo de duração da tempestade (TD) foi definido com base no evento analisado por Goulart [2014], registrado entre 3 e 6 de setembro de 2006, com duração de 96 horas. Os valores de tempo de resposta do perfil (T_s) foram calculados para cada setor de estudo e estão apresentados na **Tabela 7**.

Tabela 7: Valores de T_s (horas) calculados para cada trecho da área de estudo.

Trecho	2034	2039	2049	2074
Mostardas	18,06	18,12	18,24	18,55
Conceição	13,66	13,71	13,80	14,04
Estreito	16,45	16,51	16,62	16,92
Mar Grosso	27,99	28,08	28,26	28,72
Cassino	24,04	24,12	24,28	24,67
Sarita	20,96	21,03	21,17	20,96
Verga	17,33	17,39	17,51	17,82

4.7.2 Evento de Tempestade Analisado

A tempestade analisada foi documentada por Goulart [2014], a partir da análise de eventos ocorridos entre 2005 e 2011, e corresponde ao episódio registrado entre os dias 3 e 6 de setembro de 2006. O evento foi selecionado por ter sido classificado pela autora como de grande amplitude, caracterizado por maiores alturas de onda significativa, além de se destacar pelo maior tempo de duração e pela maior elevação do nível do mar induzida pela tempestade entre os eventos analisados.

Esse episódio esteve associado à atuação de um sistema de baixa pressão, responsável pela geração de ventos e ondas extremas, conforme

descrito por Machado [2014]. De acordo com o autor, a tempestade produziu impactos ao longo de toda a costa sul e sudeste do Brasil, resultando não apenas em inundações costeiras, como também em processos erosivos em diferentes setores. As principais características associadas ao evento encontram-se sintetizadas na **Tabela 8**.

Tabela 8: Principais características associadas ao evento utilizado para aplicação da metodologia proposta.

Símbolo	Parâmetro	Valor
TD	Tempo de duração da tempestade (horas)	96
H_s	Altura significativa da onda (m)	1,5
H_b	Altura média da quebra da onda (m)	0,7
h_b	Profundidade da quebra da onda (m)	2,5
T_p	Período da onda (s)	10,7
ES	Elevação da superfície livre da tempestade (m)	2,3

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 com 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 primeiro manuscrito, de autoria de Mayara de Jesus Lima, Salette Amaral de Figueiredo, Elaine Siqueira Goulart e Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti, é intitulado “***Multidecadal shoreline change and future projections under sea-level rise and storm events along the southern Brazilian coast***” e foi submetido para publicação no periódico “***Regional Environmental Change***”.

Multidecadal shoreline change and future projections under sea-level rise and storm events along the southern Brazilian coast

Mayara de Jesus Lima^{*1,2}, Salette Amaral de Figueiredo¹, Elaine Siqueira Goulart¹,
Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti^{1,2}

¹Laboratório de Morfodinâmica Costeira, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande - FURG, Rio Grande, RS, Brasil.

²Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande - FURG, Rio Grande, RS, Brasil.

*Corresponding author: mayara.limaj@furg.br

Abstract

Sandy coasts respond rapidly to environmental variability, with shoreline position reflecting the combined influence of waves, sediment supply, and sea-level changes. Assessing these dynamics at regional scales is essential for understanding ongoing coastal change and supporting long-term monitoring efforts. This study analyzes multidecadal shoreline change (2010–2024) and projects future shoreline positions along the central and southern coasts of Rio Grande do Sul, Brazil, using multi-temporal satellite-derived shorelines combined with scenarios of accelerated sea-level rise and storm-induced retreat. The results show marked spatial variability in shoreline behaviour, with persistent erosion along the central coast (up to -4.42 m/year) and predominantly progradational trends along the southern coast (up to $+3.25$ m/year). Projections indicate that accelerated sea-level rise is the primary driver of long-term shoreline change, leading to shoreline retreat exceeding 400 m in erosional sectors by 2124, while reducing the magnitude of progradation in accretional sectors. Storm-induced retreat shows lower magnitudes (-0.06 to -8.7 m), but contributes to short-term variability and cumulative shoreline change. Spatial differences in shoreline response are associated with local morphodynamic controls, particularly inner shelf morphology and sediment availability, reflecting distinct responses among coastal sectors. These findings highlight the importance of considering regional variability when evaluating future shoreline change and provide a basis for coastal management and continuous monitoring under climate change.

Keywords: shoreline change; sea-level rise; coastal erosion; shoreline projections; storm events.

1 Introduction

Sandy beaches are dynamic environments that respond rapidly to variations in environmental conditions (Oliveira & Barboza, 2024; Vos et al., 2023). At the global scale, approximately 24% of these beaches are estimated to be undergoing active erosion, often aggravated by anthropogenic interventions that alter the sediment budget and coastal morphodynamics, as well as the effects of sea-level rise (Luijendijk et al., 2018; Mentaschi et al., 2018). In this context, the shoreline, defined as the physical interface between land and sea, is a sensitive indicator of coastal evolution because it continuously responds to the combined action of waves, tides, winds, extreme events, and changes in mean sea level (MSL) (Boak & Turner, 2005). The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC; IPCC, 2023) reported a 0.20 m rise in MSL over the last century and projected increases ranging from 0.28–0.55 m (SSP1-1.9) to 0.63–1.01 m (SSP5-8.5) by 2100, depending on emission scenarios. In parallel, tropical and extratropical storms are projected to intensify, increasing the risks of coastal erosion and flooding, with estimates suggesting the possible disappearance of up to half of the world's sandy beaches by the end of the century (Vousdoukas et al., 2020).

Regions exposed to intense storms, such as open-ocean coasts, are frequently affected by storm waves and storm surges, which are recognized as major forcing agents in coastal erosion and flooding processes (Kron, 2013; von Storch, 2014). Due to the episodic and highly energetic nature of these events, many studies have used simulations and numerical models to investigate the morphodynamic response of sandy beaches, showing that short-duration storms can produce substantial shoreline retreat over timescales of days to weeks

(Anfuso et al., 2020; Flor-Blanco et al., 2021; Guisado-Pintado and Jackson, 2019; Karunarathna et al., 2018; Ma et al., 2024). In the Brazilian context, empirical modeling approaches have been used to identify regions prone to coastal erosion and flooding impacts (Pazini, 2021). Southern Brazil, characterized by a wide coastal plain and an open-ocean coast, has historically been affected by storm waves and storm surges, which are regularly associated with the passage of cold fronts and extratropical cyclones (Oliveira et al., 2019; Parise et al., 2009; Saraiva et al., 2003; Siegle & Calliari, 2008) making the region particularly vulnerable to the combined effects of storm surges and accelerated MSL rise.

The analysis of shoreline change across multiple temporal and spatial scales allows the assessment of erosion and progradation trends, the identification of dominant forcing factors, and the projection of future scenarios (López-Olmedilla et al., 2022; Nicholls & Cazenave, 2010; Stive et al., 2002; Vousdoukas et al., 2020; Zambrano-Medina et al., 2023). In this regard, remote sensing based on satellite imagery has been essential for detecting and monitoring changes in coastal environments. The broad spatial and historical coverage provided by medium-resolution sensors makes this approach particularly advantageous from an operational and economic standpoint, enabling regional-scale and global-scale analyses with methodological consistency (Bishop-Taylor et al., 2021; Luijendijk et al., 2018; Park & Song, 2024)

In Brazil, the National Program for Shoreline Conservation (PROCOSTA; MMA, 2018) developed a methodological framework based on remote sensing data to analyze shoreline evolution and assess coastal hazards at regional and

national scales. The approach integrates historical shoreline series, MSL rise, beach-profile morphodynamic characteristics, and the influence of extreme events to project future shoreline positions. Its application along the northern coast of Florianópolis, Santa Catarina, Brazil, indicated an additional shoreline retreat of up to 10 m, due to accelerated MSL rise over a 50-year time horizon, as well as retreat exceeding 50 m, associated with major storms (Klein et al., 2016).

Numerical models provide a complementary framework for investigating shoreline responses to environmental change across different timescales. Among them, large-scale behavior models, such as the Random Shoreface Translation Model (RanSTM; Cowell et al., 2006), have been widely applied along the Australian (Cowell et al., 2006), Italian (Adlam, 2008), and Brazilian coasts (Carvalho et al., 2026; Figueiredo et al., 2020; Figueiredo, 2011; Forgiarini et al., 2019; Sgandella, 2025). The models have demonstrated the ability to simulate shoreline response to variations in MSL and sediment budget under distinct substrate types and morphodynamic regimes, allowing the projection of future shoreline positions under different risk scenarios.

As an alternative, reduced-complexity equilibrium models have shown strong potential over recent decades for projecting chronic shoreline change. This group includes equilibrium beach-profile models (Bruun, 1962), equilibrium shoreline models (Davidson et al., 2010, 2013; Miller & Dean, 2004; Splinter et al., 2014; Yates et al., 2009), and one-line models (Ashton et al., 2001; A. D. Ashton & Murray, 2006; Larson et al., 1987), which stand out for their conceptual simplicity and computational efficiency, making them particularly suitable for analyses at decadal timescales.

Despite progress in reduced-complexity equilibrium models, their practical application is often constrained by limitations in available datasets (Vitousek, Barnard, & Limber, 2017). A large share of global and local shoreline change analyses is based on satellite imagery with low spatial resolution (Almar et al., 2022; Almeida et al., 2021; Araújo et al., 2025; Luijendijk et al., 2018; Queiroz et al., 2022; Sutikno et al., 2015; Toure et al., 2019; Vos, Harley, et al., 2019; Vos, Splinter, et al., 2019). Although these datasets provide high temporal resolution, they are often insufficient for capturing local controls that influence shoreline response at the regional scale, particularly in environments with high sedimentary and morphodynamic complexity. This limitation constrains more detailed assessments of potential future changes.

In southern Brazil, studies assessing future shoreline position and regional coastal dynamics are available (e.g., Albuquerque et al., 2013; Carvalho et al., 2026; Oliveira and Barboza, 2024; Klein et al., 2016; Koerich and Pereira, 2023; Sgandella, 2025). However, studies integrating long-term historical shoreline series with projections that simultaneously consider accelerated sea-level rise and storm occurrence remain relatively scarce; even more rare are those encompassing a coastal setting highly exposed to storm systems characterized by extensive coastal stretches affected by limited sediment supply. In general, these studies rely on shorter time series, event-based analyses, or scenarios that do not isolate the influence of storm occurrence, which limits an integrated assessment of coastal vulnerability under conditions of high exposure to storm systems and sediment supply restrictions.

Accordingly, this study seeks to address this gap by combining multi-temporal shorelines derived from high-resolution satellite imagery with the

methodological framework proposed by Klein et al. (2016). Thus, the study analyses historic shoreline changes in order to calibrate future shoreline projections, combining accelerated MSL rise and episodic impacts of extreme events to quantify recent changes in behavior patterns. Through this approach, we enable coastal managers to evaluate the implications for future coastal evolution and planning in the context of climate change.

2 Study Area

The study area is located within the Rio Grande do Sul Coastal Plain, in southern Brazil, which extends over approximately 33,000 km² and consists of sedimentary deposits associated with Quaternary marine transgressive and regressive cycles (Tomazelli & Villwock, 2000; Villwock & Tomazelli, 1995). This region comprises the Lagoon-Barrier System, which is subdivided into four distinct systems: I, II, III, and IV. System IV, the youngest, corresponds to the Holocene Lagoon-Barrier System; whereas systems I, II, and III represent Pleistocene barriers (Tomazelli & Villwock, 2000). Following the last marine transgression, with a quasi-stable sea level, the evolution of the system became primarily controlled by the interaction between inner shelf morphology, wave energy, and longshore sediment transport (Martinho et al., 2009). Coastal barriers are linear deposits of unconsolidated sediment, parallel to the coastline, formed primarily by wave action (Dillenburg & Hesp, 2009; Gilbert, 1885; Johnson, 1919; Price, 1951; Roy et al., 1994; Shepard, 1952, 1960). They constitute the main depositional feature of wave-dominated sandy coasts, characterized by a microtidal regime, low gradient, and high sediment availability (Dillenburg & Hesp, 2009). Along the Rio Grande do Sul coastline, the inner shelf exhibits a gentler slope within coastal embayments and a steeper slope along coastal

projections (Dillenburg et al., 2000). This configuration, together with sediment transport patterns, favors deposition within embayments, resulting in progradational barriers and erosion along coastal projections, leading to the development of retrogradational barriers (Dillenburg et al., 2000).

The study covers six coastal sectors, approximately 5 km in length, distributed along the central and southern coast of Rio Grande do Sul (**Figure V-1**). Each sector was defined according to key sectors exhibiting contrasting characteristics, in terms of long-term barrier behavior, shoreline orientation, shoreface morphology, and sediment budget. The Mostardas Beach, Conceição Lighthouse, and Estreito Lighthouse sectors are located within a sector with predominantly retrogradational behavior; whereas, Cassino Beach is situated along a progradational barrier. In contrast, the Mar Grosso Beach, Sarita Lighthouse, and Verga Lighthouse stretches are located within a transitional zone between progradational and retrogradational domains. The main morphodynamic characteristics of each sector are presented in **Table V-1**.

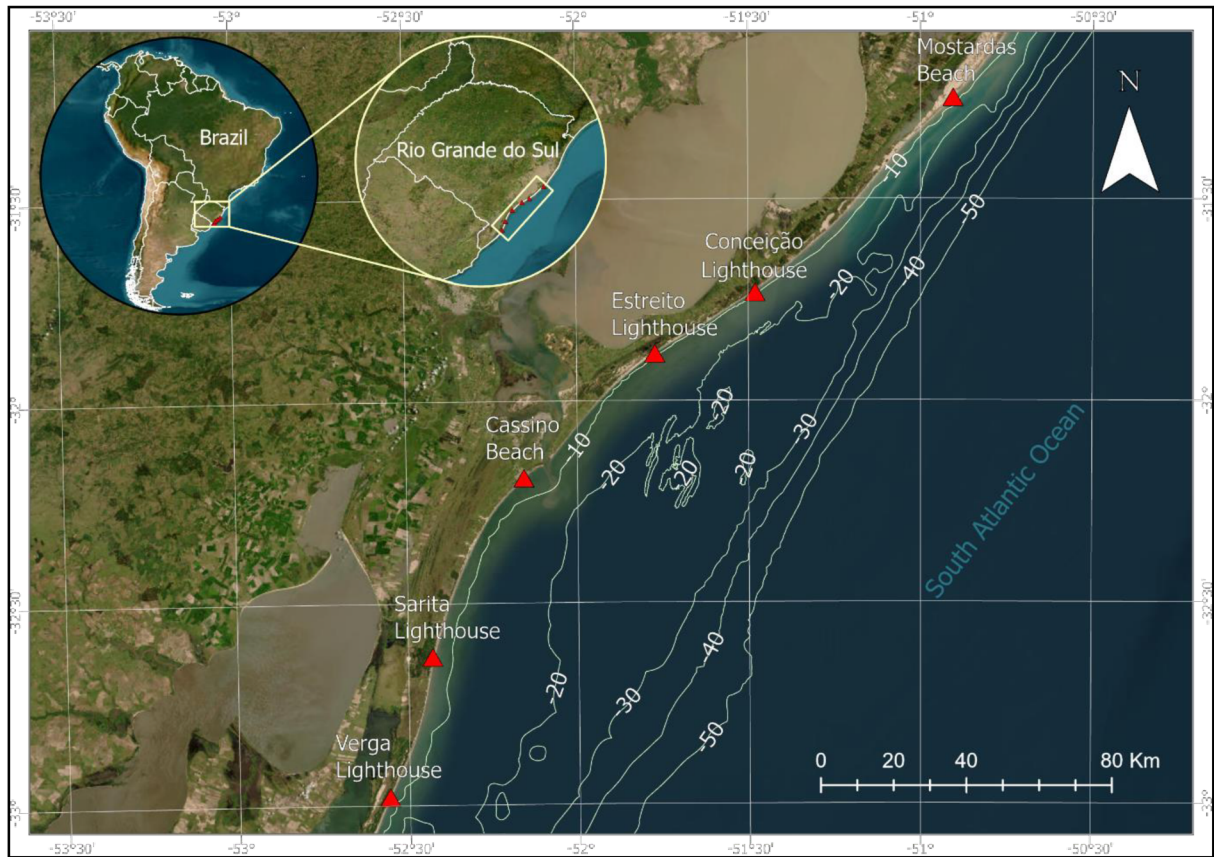


Figure V-1: Location of the study area along the central coast and southern coast of Rio Grande do Sul, Brazil, showing the central markers of the analyzed sectors: Mostardas Beach, Conceição Lighthouse, Estreito Lighthouse, Mar Grosso Beach, Cassino Beach, Sarita Lighthouse, and Verga Lighthouse.

The region is predominantly composed of intermediate and dissipative beaches, which may temporarily exhibit reflective states (Calliari et al., 2006). The sediments predominantly consist of fine, well-sorted sands (Calliari and Toldo, 2016). The hydrodynamic regime is wave-dominated, with mean significant wave heights ranging from 1.5 to 2.0 m (Cecilio & Dillenburg, 2019). The tidal regime is microtidal, with a mean annual tidal range of approximately 0.5 m (Moller et al., 2001). Storm events associated with extratropical cyclones can generate storm surges exceeding 2 m (Goulart, 2014), exerting a significant influence on regional coastal dynamics.

Table V-1: Morphodynamic characteristics of the study area sectors.

Sectors	Barrier behavior	Grain size (mm)	Closure depth (m)	Distance to the depth of closure (km)	Azimuth (°)
Mostardas Beach	Retrogradational	0.18	6.8	1.42	39
Conceição Lighthouse	Retrogradational	0.21	6.8	0.71	54
Estreito Lighthouse	Retrogradational	0.19	8.1	0.51	56
Mar Grosso Beach	Progradational	0.14	8.1	2.13	40
Cassino Beach	Progradational	0.15	6.6	1.82	46
Sarita Lighthouse North	Stationary or aggradational	0.17	7.7	3.36	15
Sarita Lighthouse South	Stationary or aggradational	0.17	7.7	3.76	12
Verga Lighthouse	Stationary or aggradational	0.19	7.7	1.9	23

3**Methodology**

The methodology applied in this study was based on that developed by Klein et al. (2016), which aimed to quantify coastal hazards and project future shoreline positions for different predefined time horizons. This method comprises four main components: (i) extraction of multi-temporal shorelines derived from satellite imagery; (ii) estimation of long-term shoreline trends using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS); (iii) projection of future shoreline positions

under scenarios of accelerated sea-level rise; and (iv) the incorporation of impacts associated with storm events. The steps required to apply the proposed methodology are subdivided and described in this section.

3.1 Determination of the Coastal Evolution Rate

Historical shorelines were obtained by the manual digitization of the foredune toe, which is recognized as a morphologically stable indicator of the interface between the beach system and the mainland. The digitization was performed in ArcGIS® using satellite images provided by the Planet platform, with spatial resolutions ranging from 3 to 5 m/pixel, and having been previously georeferenced.

Representative images from each season between 2010 and 2024 were selected to capture the seasonal and inter-annual variability of the shoreline. In total, 325 images were analyzed across the study sectors: Mostardas Beach (52), Conceição Lighthouse (52), Estreito Lighthouse (50), Mar Grosso Beach (50), Cassino Beach (30), Sarita Lighthouse North and South (45), and Verga Lighthouse (46). The acquisition dates and spatial resolutions are detailed in the supplementary material.

The coastal evolution rate (CER) was calculated using the DSAS tool, developed by the United States Geological Survey (USGS) (Himmelstoss et al., 2018). DSAS performs statistical analyses on time series of vector shorelines, estimating trends from the distance between a fixed baseline and each shoreline along shore-normal transects. The baseline was defined parallel to the most landward shoreline, and transects were generated with 50 m spacing. In this

study, the Linear Regression Rate (LRR) was used, which applies linear regression to shoreline displacements over time.

Average shoreline behavior over time was classified using the definition proposed by Esteves and Finkl (1998), as presented in **Table V-2**:

Table V-2: Shoreline classification proposed by Esteves and Finkl (1998).

Class	Shoreline change rate
Accretion	> 0.5 m/year
Stable	-0.5 to 0.5 m/year
Erosion	-1 to -0.5 m/year
Severe erosion	< -1 m/year

3.2 Future Shoreline Projections

In order to determine future shoreline positions under retreat conditions, the following equation was used:

$$Sp_t = Sp_0 + CER * t \quad \text{Eq. V-12}$$

where Sp_t is the future shoreline position at time t years, considering a constant rate of sea-level rise; Sp_0 is the present shoreline position; CER is the coastal evolution rate, calculated as described in Section 3.1; and t is the time horizon. For the application of Eq. (1), time horizons of 10, 15, 25, 50, and 100 years were considered.

3.3 Adjustment for Accelerated Sea-Level Rise (ASLR)

The projections obtained from Eq. (1) implicitly incorporate the effect of the

current rate of sea-level rise. However, it is important to note that this rate has accelerated consistently over recent decades. Since the beginning of the twentieth century, the global mean rate has nearly tripled, and projections indicate that, by the end of this century, it may reach values about ten times higher than those observed at the beginning of the previous century, depending on the emissions scenario considered (IPCC, 2021, 2023). To incorporate the projected acceleration (ASLR), an adjustment value (SLRa) was calculated according to the following equation:

$$SLRa = SL_t - SLRp * t \quad \text{Eq. V-13}$$

where SL_t is the sea level at time t years in the future, and $SLRp$ is the present rate of sea-level rise.

The effect of additional sea-level rise on shoreline retreat was estimated using the Bruun Rule (Bruun, 1954), expressed by the following equation:

$$Ra = (SLRa * L) \div (h_* + Dc) \quad \text{Eq. V- 14}$$

where $SLRa$ is the rate of sea-level rise, adjusted to account for its future acceleration, L is the distance between the upper and lower limits of the beach profile, h_* is the upper shoreface closure depth, and Dc is the height of the frontal dune relative to mean sea level.

The parameters used in the calculation are presented in **Table V-3**. To characterize the morphodynamics of the beaches analyzed in this study, beach-profile data from the Coastal Morphodynamics Laboratory (LaMoC) database at

the Federal University of Rio Grande (FURG) were used. The upper shoreface closure depth was calculated by Sgandella (2023) using the equation proposed by (Hallermeier, 1981).

Table V-3: Data required for the calculation of Bruun retreat and corresponding sources.

Symbol	Description	Source
SL _t	Future projected sea level (m)	IPCC (2021)
D _c	Frontal dune height (m)	Beach-profile database (LaMoC)
SLRp	Present rate of sea-level rise (mm/year)	IPCC (2023)
h*	Closure depth (m)	Sgandella (2023)
L	Distance to h* (m)	Beach-profile database (LaMoC)

The new Sp_{tc} position, adjusted for accelerated sea-level rise, was obtained as follows:

$$Sp_{tc} = Sp_t + Ra \quad \text{Eq. V-15}$$

where Sp_t is the future shoreline position at time t years, and Ra is the additional shoreline retreat.

3.4 Additional Retreat Induced by Storm Events

To estimate the retreat associated with storm events, the Convolution Method proposed by Kriebel and Dean (1993) was applied. This model assumes that the beach profile responds gradually to storm-induced water levels and does not instantaneously reach the equilibrium predicted by the Bruun Rule. When

sea-level rise occurs over short periods of time, e.g., during storms, the adjustment takes place to a lesser extent, resulting in reduced shoreline retreat, as expressed by the following equation:

$$\frac{Rt(t)}{R\infty} = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \frac{\delta}{1+\delta} \exp\left(-\frac{2}{\sigma}\right) - \frac{1}{1+\delta^2} [\cos(2\sigma t) + \delta \sin(2\sigma t)] \right\} \quad \text{Eq. V-16}$$

where δ is the dimensionless storm retreat rate, given by:

$$\delta = 2\pi \frac{T_s}{TD} \quad \text{Eq. V-17}$$

TD is the total duration of the event, and T_s is the response time of the beach profile to that event, calculated using the equation given below:

$$T_s = \frac{320 * H_b^{3/2}}{(A^3 g^{1/2}) \left(1 + \frac{h_b}{B} + \frac{mx_b}{h_b}\right)} \quad \text{Eq. V-18}$$

where H_b is the breaker height, g is the acceleration due to gravity, A is the sediment scale parameter (Dean, 1977), and m is the beach-profile slope, given by $\tan\beta$.

σ is given by:

$$\sigma = \frac{\pi}{TD} \quad \text{Eq. V-19}$$

The variables used in the application of Eqs. (6), (7), and (8) are summarized in **Table V-4**.

Table V-4: Data required for the calculation of storm-induced shoreline retreat and their respective sources.

Symbol	Description	Source
$\tan\beta$	Beach-profile slope ($^{\circ}$)	Database (LaMoC)
D_c	Frontal dune height (m)	Database (LaMoC)
D_{50}	Grain size (ϕ)	Database (LaMoC)
H_b e h_b	Breaker height and breaking depth (m)	Goulart (2014)
ES	Storm-induced water level (m)	Argus system data
TD	Storm duration (hours)	Goulart (2014)
T_s	Profile response time (hours)	Calculated (Eq. 8)

The final retreat, adjusted for storm effects, was incorporated into the future shoreline projections using the following equation:

$$Sp_{ts} = Sp_{tc} + R_t \quad \text{Eq. V-20}$$

where Sp_{ts} is the future shoreline position at time t years, influenced by major storms, Sp_{tc} is the future shoreline position at time t years adjusted for ASLR, and R_t is the storm-induced shoreline retreat over a period of t years, calculated using the Convolution Method.

The analyzed storm, which was documented by Goulart (2014), occurred between September 3rd and 6th, 2006. The event was selected because it was classified as a high-magnitude event, characterized by higher significant wave heights and a longer duration, as well as greater storm-induced sea-level rise among the events considered.

This event was associated with a low-pressure system that generated extreme winds and waves, as described by Machado (2014). According to the

author, the storm produced impacts along the entire southern and southeastern coasts of Brazil, not only resulting in coastal flooding but also in erosive processes across different sectors. The main characteristics associated with the event are summarized in **Table V-5**.

Table V-5: Main characteristics associated with the storm event used in this study.

Symbol	Parameter	Value
TD	Storm duration (hours)	96
H_s	Significant wave height (m)	1.5
H_b	Mean breaker height (m)	0.7
h_b	Breaking depth (m)	2.5
T_p	Wave period (s)	10.7
ES	Storm-induced water level (m)	2.3

4 Results

4.1 Spatio-temporal Analysis of Shoreline Change and Future Shoreline Projection

Figure V-2 presents the linear regression rates calculated along the transects for each analyzed region and illustrates the synthesis of mean shoreline evolution rates obtained using DSAS, allowing spatial and temporal comparisons (2010–2024) between erosional and progradational sectors along the central and southern coasts of Rio Grande do Sul.

The sectors located along the central coast exhibited persistent erosional trends (Fig. 2): Mostardas Beach (-2.42 ± 0.16 m/year), Conceição Lighthouse

(-4.42 ± 0.32 m/year), and Estreito Lighthouse (-1.13 ± 0.71 m/year). According to the classification proposed by Esteves and Finkl (1998), all of these sectors fall within the severe erosion category (**Table V-6**).

In contrast, the sectors along the southern coast exhibited predominantly progradational trends. Cassino Beach showed the highest mean accretion rate ($+3.25 \pm 0.73$ m/year), while Verga Lighthouse exhibited moderate progradation ($+1.18 \pm 0.44$ m/year). Both are classified as accretional sectors during the analyzed period. Finally, Sarita Lighthouse displayed contrasting behavior around the structure: to the north, accretion is observed ($+0.97 \pm 0.21$ m/year); whereas, to the south, severe erosion occurs (-1.16 ± 0.32 m/year).

Table V-6: Shoreline change over the analyzed period and the corresponding behavioral classification for each sector.

Sector	Mean shoreline change rate (2010–2024) (m/year)	Classification according to Esteves and Finkl (1998)
Mostardas Beach	-2.42	Severe erosion
Conceição Lighthouse	-4.42	Severe erosion
Estreito Lighthouse	-1.13	Severe erosion
Mar Grosso Beach	1.67	Accretion
Cassino Beach	3.25	Accretion
Sarita Lighthouse North	0.97	Accretion
Sarita Lighthouse South	-1.16	Severe erosion
Verga Lighthouse	1.18	Accretion

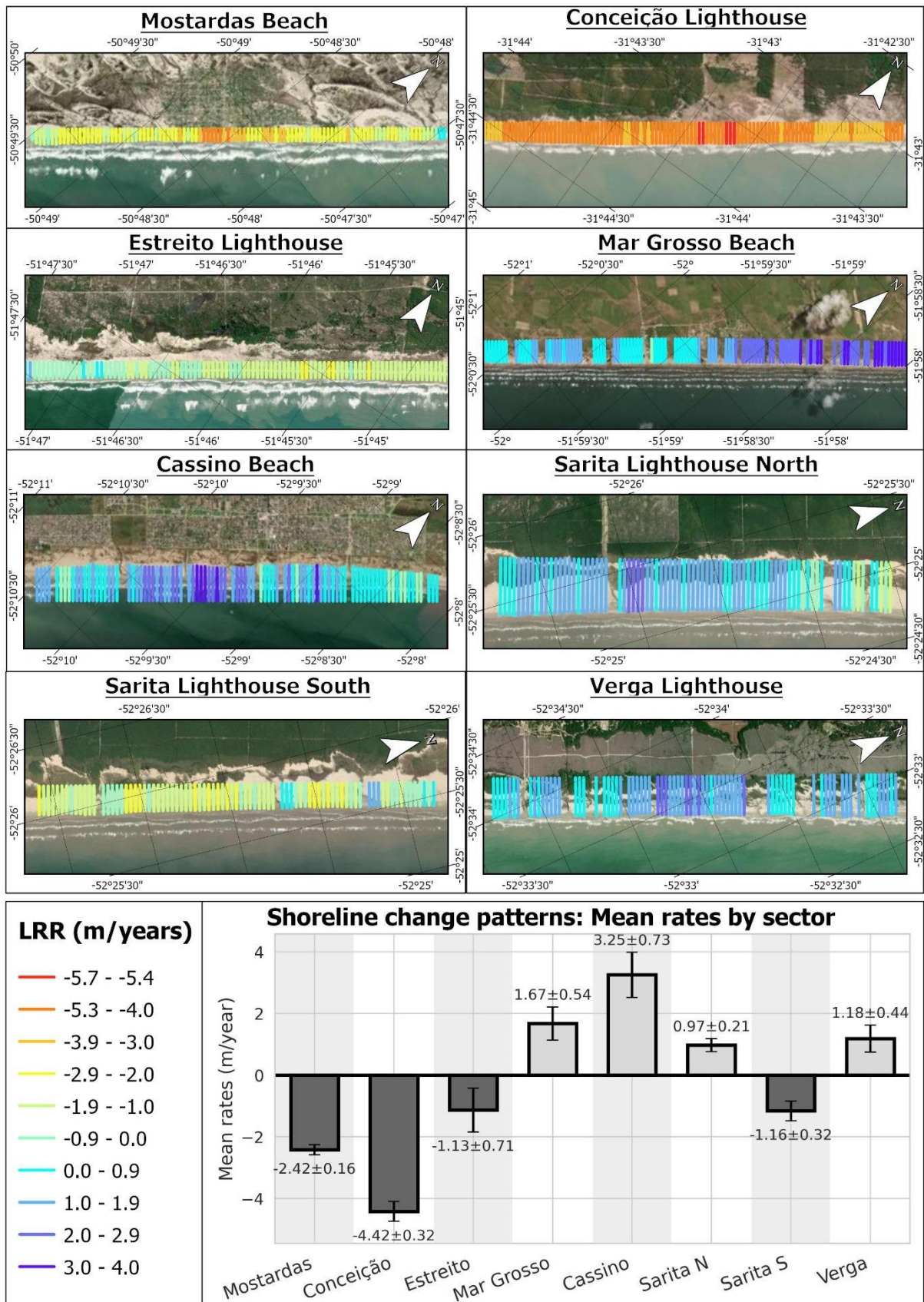


Figure V-2: Linear regression rates of shoreline change calculated along transects and the synthesis of mean coastal evolution rates (CER) obtained using DSAS for the analyzed sectors along the central and southern coasts of Rio Grande do Sul.

The results from applying Eq. (1) to the 10, 15, 25, 50, and 100-year time horizons are summarized in **Figure V-3**. In sectors with erosional trends (Mostardas Beach, Conceição Lighthouse, Estreito Lighthouse, and Sarita Lighthouse South), progressive shoreline retreat is observed, increasing systematically with the time horizon. For the 100-year scenario, retreat reaches values of the order of hundreds of meters, with the most pronounced retreat occurring at Conceição Lighthouse, where it exceeds 400 m.

In contrast, sectors with progradational trends, such as Cassino Beach and Sarita Lighthouse North, exhibited continuous shoreline accretion across the different time horizons analyzed, with progressively increasing positive displacements over time. Transitional sectors, such as Mar Grosso Beach and Verga Lighthouse, displayed shoreline changes of lower magnitude.

Eq. (1) represents a linear extrapolation of the CER, and so the projected shoreline displacement is controlled by the magnitude and sign of the CER, resulting in a linear temporal response and the preservation of the spatial gradients defined by the estimated rate. The uncertainty associated with the CER was linearly propagated over time, resulting in error bars that increase proportionally with the projection horizon.

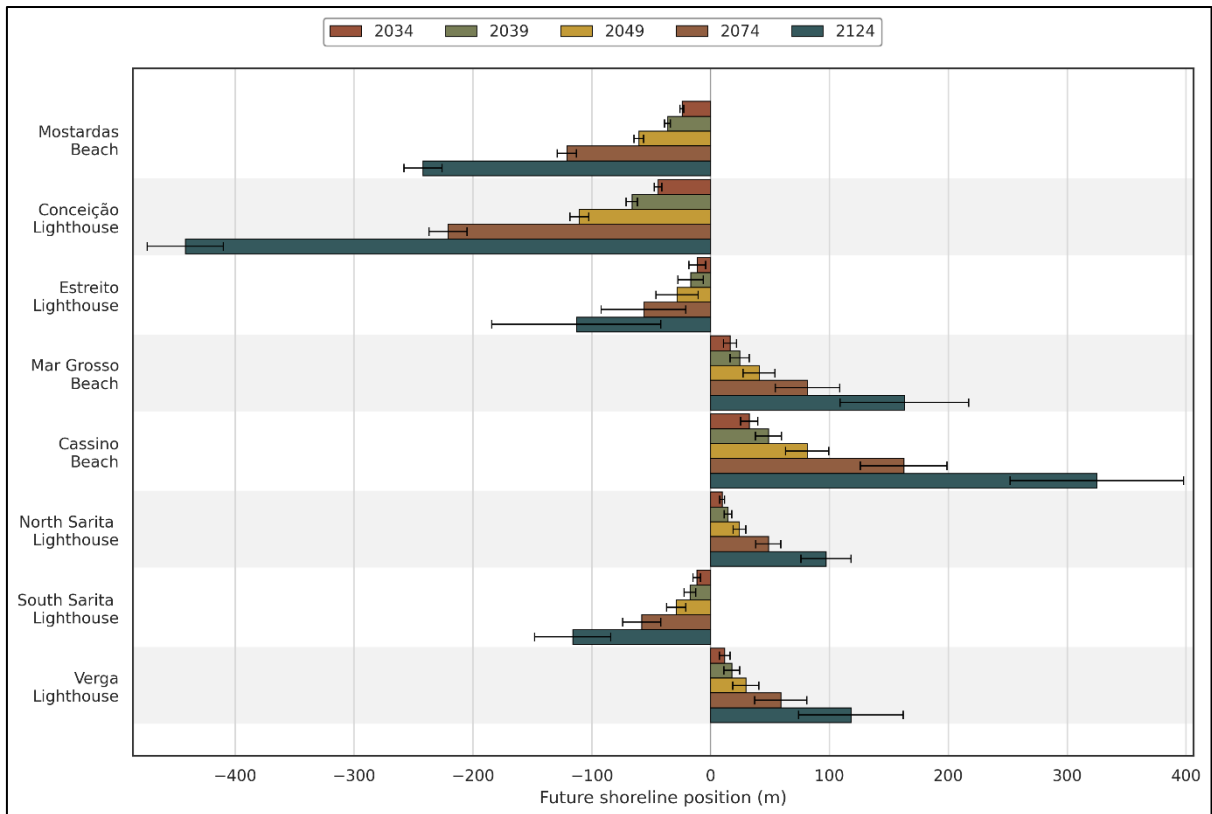


Figure V-3: Projection of shoreline position (Sp_t) for the different time horizons across the analyzed sectors.

4.2 Additional retreat induced by accelerated sea-level rise and shoreline retreat adjusted for accelerated sea-level rise

Figure V-4 presents the results associated with the additional shoreline retreat induced by accelerated sea-level rise (ASLR) and its implications for future projections. Figure V-4a shows the spatial distribution of the additional retreat caused by accelerated sea-level rise, while Figure V-4b illustrates the temporal evolution of shoreline position adjusted for different time horizons.

Higher values of additional retreat are observed in sectors along the southern coast of the study area (Mar Grosso Beach, Cassino Beach, and Sarita Lighthouse); whereas, lower values are observed along the central coast (Conceição Lighthouse and Estreito Lighthouse).

For the 2124 time horizon, the additional retreat reaches approximately –160 m at Sarita Lighthouse South, –150 m at Sarita Lighthouse North, –100 m at Cassino Beach, and –90 m at Mar Grosso Beach. The Verga Lighthouse sector exhibited an additional retreat of the order of –70 m, which is lower than the values observed in the other sectors along the southern coast. In contrast, sectors along the central coast showed substantially smaller additional retreat, with values of about –70 m at Mostardas Beach, –30 m at Conceição Lighthouse, and approximately –20 m at Estreito Lighthouse.

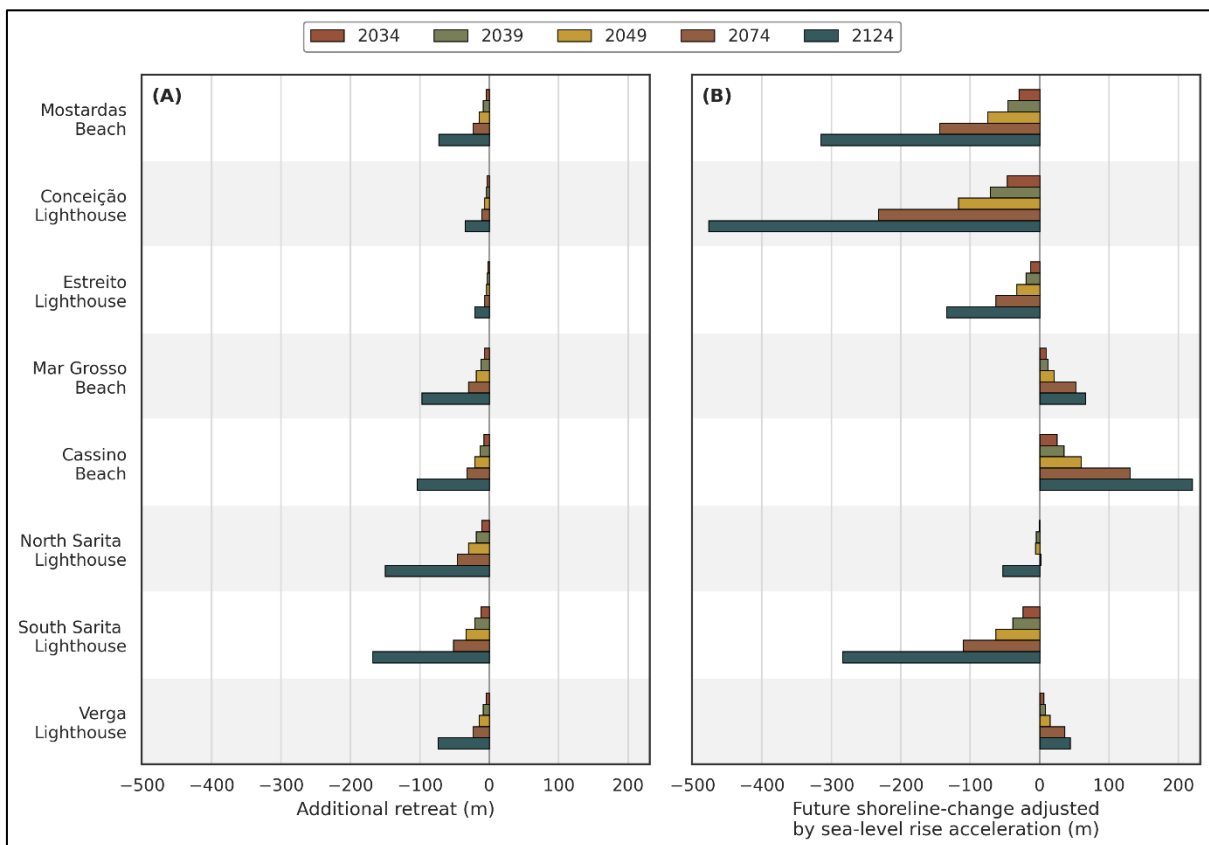


Figure V-4: Shoreline retreat associated with ASLR: (a) additional retreat induced by ASLR (Ra); (b) projection of shoreline position adjusted for ASLR (Sptc) for the different time horizons across the analyzed sectors.

Shoreline retreat along the central coast increases with the progression of the projected horizon (Figure V-4b). At Mostardas Beach, the projected retreat is –77.9 m in 2049, –152.0 m in 2074, and approximately –319.0 m in 2124. At

Conceição Lighthouse, retreat exceeds -118 m in 2049 and reaches approximately -476 m in 2124. At Estreito Lighthouse, the projected shoreline retreat reaches about -134 m for the 2124 time horizon.

Along the southern coast, the projections indicate distinct behaviors among the sectors (Figure V-4b). At Mar Grosso Beach, progradation is observed at the beginning of the series (approximately $+16$ m in 2034), increasing gradually to reach about $+66$ m in 2124, after adjustments for sea-level rise. At Cassino Beach, the projections indicate shoreline advance of up to $+220$ m in 2124, with reduced values after incorporating the ASLR adjustment.

In the Sarita Lighthouse sector, the contrasting shoreline behavior around the structure persists: the northern portion retreats by more than 50 m by 2124, whereas the southern portion retreats by more than 280 m. Finally, Verga Lighthouse shows a predominantly progradational trend, reaching approximately $+44$ m in 2124, although the magnitude of progradation is reduced after adjustments for sea-level rise.

4.3 Effects of the Storm Event on the Shoreline

Fig. 5 summarizes the effects of incorporating a storm event into shoreline projections. Fig. 5a presents the additional retreat induced exclusively by storms (R_t), while Fig. 5b shows the final shoreline position considering both ASLR and storm effects simultaneously.

Storm-induced retreat values (R_t) ranged from -0.06 to -8.70 m, depending on the sector and the time horizon considered (Fig. 5a).

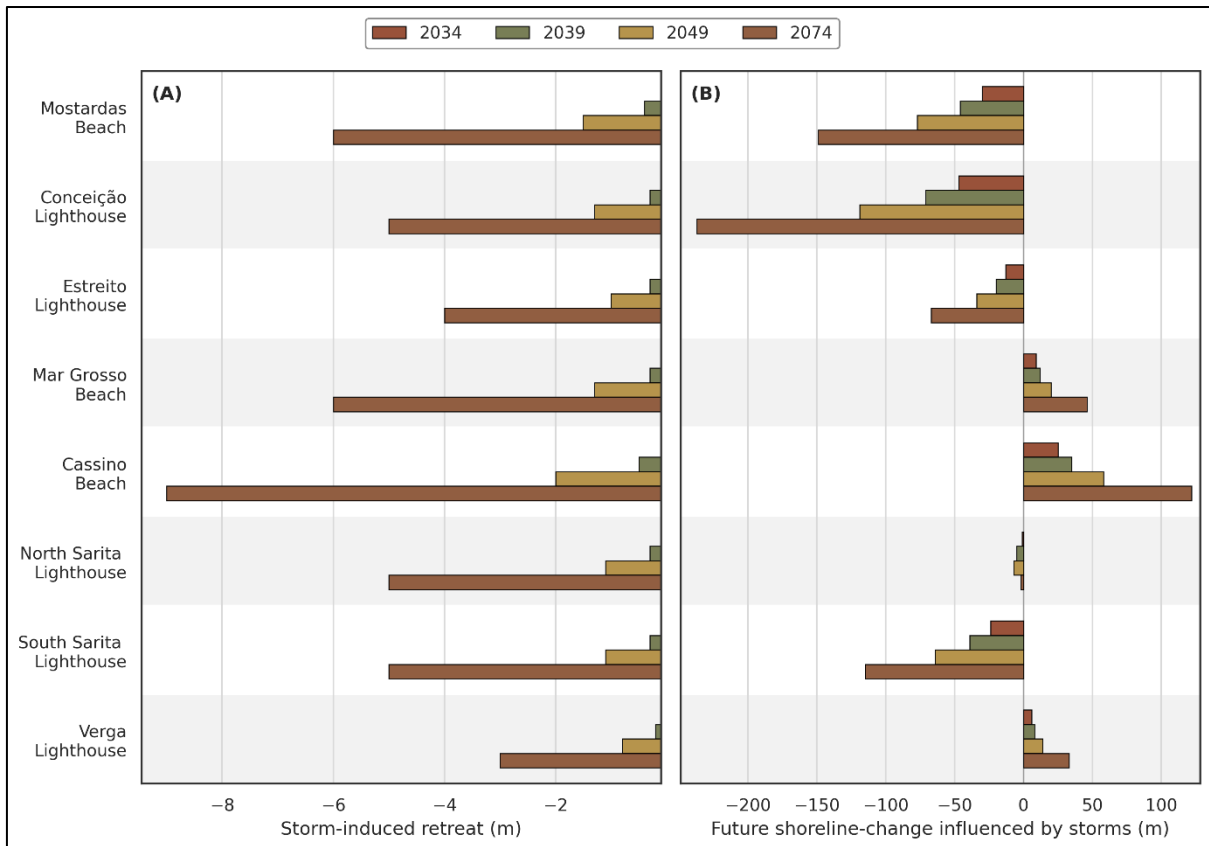


Figure V-5: Effect of incorporating a storm event considered in isolation on shoreline projections: (a) additional retreat induced by the storm (R_t); (b) final shoreline position considering both accelerated sea-level rise (ASLR) and storm-induced retreat.

The results (**Figure V-5**) indicate that, for the 2074 time horizon, storm-influenced shoreline retreat reaches approximately -150 m at Mostardas Beach, -230 m at Conceição Lighthouse, -70 m at Estreito Lighthouse, -2 m at Sarita Lighthouse North, and -115 m at Sarita Lighthouse South. For the Mar Grosso Beach, Cassino Beach, and Verga Lighthouse sectors, the projected values are positive, of the order of $+45$ m, $+120$ m, and $+33$ m, respectively.

5 Discussion

5.1 Spatio-temporal Analysis of Shoreline Change

The CER values obtained in this study indicate persistent erosional trends during the analyzed period, in sectors such as Mostardas Beach, Conceição Lighthouse, and Estreito Lighthouse. In contrast, the Mar Grosso Beach, Cassino

Beach, and Verga Lighthouse sectors exhibit accretional shoreline evolution trends. The main exception to this pattern occurs at Sarita Lighthouse, where the coastal response differs between the sectors located to the north and south of the structure. This heterogeneity may be associated with changes in shoreline orientation, which expose the more erosive sectors to higher-energy waves (S–SE), thereby altering the local sediment budget. In the long term, this sector is characterized by an aggradational barrier, representing a transitional condition that alternates between periods of accretion and erosion at the regional scale (Caron, 2014; Dillenburg et al., 2000; Martinho et al., 2009).

In this context, the alongshore variability in CER values along the central and southern coasts of Rio Grande do Sul reflects the regional sediment transport dynamics. The open-ocean coast of this region is strongly controlled by longshore drift, with a net transport directed towards the northeast (Motta et al., 2015; Lima et al., 2001; Martinho et al., 2009). Longshore sediment transport is primarily governed by coastal geomorphology in the region, intensifying along coastal projections and decreasing within embayments, thereby modulating regional sediment availability (Barboza and Rosa, 2014; Martinho et al., 2009). Consequently, sectors which protrude more and are exposed to storm waves from the southern quadrant experience higher erosion rates.

At Mostardas Beach, previous studies have documented significant coastal erosion rates over recent decades, identifying the area as a new erosional hotspot (Carvalho et al., 2026; Leal, 2016; Simões et al., 2022). This erosional behavior reinforces a retrogradational trend over the last 5,000 years, as described by Dillenburg et al. (2000).

Similar results are observed at Conceição Lighthouse, where several studies have documented persistent erosion (Barletta and Calliari, 2003; Bose et al., 2020; Machado, 2014; Pereira et al., 2007). This behavior reflects the interaction between two morphodynamic factors: (i) wave ray convergence, driven by the complex shoreface bathymetry described by Speranski and Calliari (2000), and (ii) the influence of the offshore feature “Capela Sandbar” which, on the one hand, dissipates wave energy generated over the inner shelf, reducing the erosive effect, and, on the other hand, prevents sediment transported beyond the feature from returning to the coast and nourishing the adjacent eroded beaches (Goulart, 2010).

Estreito Lighthouse also corresponds to a transitional zone between progradational and retrogradational barriers (Dillenburg & Barboza, 2014). Although large-scale studies have indicated a retrogradational trend in the Holocene (Bitencourt et al., 2020; Dillenburg et al., 2000), more recent analyses suggest oscillations between positive and negative sediment supply regimes at decadal timescales (Motta et al., 2015). The erosional rate identified in this study suggests that this sector may be responding to mesoscale climate variability that influences the regional wave regime.

Finally, the regions located within the embayment and near the Patos Lagoon inlet (Mar Grosso Beach, Cassino Beach, Sarita Lighthouse, and Verga Lighthouse) exhibit a well-established progradational trend. This pattern has been widely documented in the literature (Barboza et al., 2018; Bitencourt et al., 2020; Dillenburg et al., 2000; Dillenburg & Hesp, 2009; Figueiredo et al., 2020). The concave coastal geometry, combined with the gentle slope of the inner shelf, promotes sediment convergence, wave energy dissipation, and sediment

deposition, explaining the positive evolution of these sectors over the analyzed period.

5.2 Future Shoreline Projections

The results obtained in this study indicate that accelerated MSL rise will be the primary driver of shoreline change over the coming decades. In erosional sectors, the estimated Sp_{tc} values exhibit high magnitudes and tend to intensify under long-term scenarios, particularly at Mostardas Beach and Conceição Lighthouse, which may reach approximately -319 m and -476 m by 2124, respectively. Even in historically progradational sectors, such as Cassino Beach and Verga Lighthouse, sea-level rise reduces the magnitude of progradation, suggesting limitations in sediment accommodation capacity under more extreme climatic conditions. The spatial heterogeneity observed at Sarita Lighthouse reinforces the role of local morphological controls in coastal response.

At a global scale, southeastern South America was identified by Voudoukas et al. (2020) as being one of the four regions most susceptible to global coastal erosion by 2100, under the RCP 8.5 scenario, with a projected mean retreat rate of -2.5 m/year. In parallel, recent studies indicate that, over longer timescales, mean shoreline retreat tends to result from the combined influence of sediment budget and MSL rise, with an increasing dominance of sea-level rise in controlling long-term shoreline change (Carvalho et al., 2026; Figueiredo et al., 2018).

The results of this study also reveal strong spatial variability in the shoreline response to accelerated sea-level rise, with a progressive increase in

additional retreat from north to south, indicating greater sensitivity of the sectors along the southern coast.

This differentiated response is directly associated with the morphology of the inner continental shelf, which plays a fundamental role in controlling projected coastal retreat. Along the Rio Grande do Sul coastline, the slope profile is closely linked to coastal morphology: embayments occur where the inner continental shelf exhibits gentler gradients; whereas, coastal projections are associated with steeper slopes (Dillenburg et al., 2000). Previous studies demonstrate that inner shelf morphology is one of the main factors controlling the magnitude of coastal retreat induced by sea-level rise (Bose et al., 2020; Cowell et al., 2001, 1995; Dillenburg et al., 2000; Figueiredo, 2011). Longer and gentler shelves (such as Mar Grosso Beach, Cassino Beach, Sarita Lighthouse, and Verga Lighthouse) require a greater volume of sediment to fill the accommodation space created by MSL rise, to maintain long-term dynamic equilibrium (Cowell et al., 1999; Cowell & Kinsela, 2018; Figueiredo et al., 2020; Figueiredo & Cowell, 2016). This dependence is expressed in Eq. (3), in which Ra is directly proportional to L , such that longer profiles imply a greater magnitude of projected retreat. López-Olmedilla et al. (2022) observed the same pattern for beaches in northwestern Portugal, where longer profiles experienced greater retreat due to sea-level rise.

Although widely used for estimating shoreline retreat associated with sea-level rise (Hinkel et al., 2013; Sharaan & Udo, 2020; Vousdoukas et al., 2020), the Bruun Rule is frequently criticized for oversimplifying the complexity of natural coastal systems. Its formulation assumes a two-dimensional equilibrium beach profile, the conservation of sediment volume within the active profile, and the absence of significant alongshore sediment exchange—

assumptions that are rarely fully met in the field, particularly in environments with strong longshore drift and morphological heterogeneity (Cooper & Pilkey, 2004; Cowell et al., 1995; Reiz et al., 2025; Seenath & Dale, 2024; C. D. Woodroffe & Murray-Wallace, 2012). Studies based on global sensitivity analyses indicate that its application tends to be more consistent in low-energy beaches with gentle slopes, limited anthropogenic influence, weak longshore transport gradients, and reduced exposure to storms (Cozannet et al., 2016). Considering that the Rio Grande do Sul coast is characterized by an energetic wave climate, significant longshore transport, and high storm recurrence, these ideal conditions are not fully satisfied. Therefore, the results presented here should be interpreted as an estimate of the potential contribution of MSL rise.

Other studies conducted in the region using the RanSTM model (Cowell et al., 2006) have projected shoreline retreat up to 2124 (Carvalho et al., 2026; Figueiredo, 2011; J. da S. Sgandella, 2025). For the 2124 time horizon, considering a 50% risk level—equivalent to a deterministic approach—Carvalho et al. (2026) estimated, for the central coast, retreat exceeding 200 m at Mostardas Beach, surpassing 500 m at Conceição Lighthouse, and reaching approximately 600 m at Estreito Lighthouse. For the southern coast, Sgandella (2025) projected a retreat of the order of 100 m at Mar Grosso Beach, exceeding 300 m at Cassino Beach, 200 m at Sarita Lighthouse, and exceeding 500 m at Verga Lighthouse.

In comparison with the aforementioned results, the projected retreats in this study show systematically lower magnitudes in erosional sectors and, in some cases, maintain progradational behavior even after incorporating ASLR. Despite this general difference, in certain sectors the magnitudes projected by

both methods (PROCOSTA and RanSTM) are relatively similar across different time horizons, particularly at Mostardas Beach and Conceição Lighthouse.

However, when comparing different sectors along the coast at historical and large spatial scales, progradational sectors (Mar Grosso Beach, Cassino Beach, and Verga Lighthouse) have maintained lower retreat rates than those observed in retrogradational sectors (Estreito Lighthouse, Conceição Lighthouse, and Mostardas Beach). This behavior contrasts with the findings from previous studies using the RanSTM model (Carvalho et al., 2026; Figueiredo, 2011; J. da S. Sgandella, 2025), in which progradational sectors exhibited a reversal of their historical behavior, presenting the highest projected retreat rates.

Part of these differences may be due to the assumptions adopted by each approach, particularly the depth limits that define sediment exchange. The methodology proposed by Klein et al. (2016) constrains sediment exchange to the upper shoreface closure depth, which is associated with shorter timescale processes (days to years) and corresponds to the interface between the upper and lower shoreface (Hallermeier, 1981). In contrast, the model used in previous studies considered sediment exchange extending to the lower shoreface, where processes operate at longer timescales, of the order of decades to millennia (Anthony & Aagaard, 2020; Cowell & Kinsela, 2018). In this context, in sectors where the shoreface exhibits steeper slopes and is also narrower—such as Mostardas Beach and Conceição Lighthouse—the inclusion of the lower shoreface may not lead to substantial changes, as the effectively mobilized sediment volume is smaller, thereby reducing differences between projections obtained using the two methods.

Nevertheless, it is important to recognize that the divergence in projected magnitudes cannot be attributed solely to differences in the representation of the shoreface, but also to other methodological aspects between the models. Additional factors, such as the regional sediment budget, back-barrier topography, and local variations in beach-profile geometry, may also influence coastal response to sea-level rise projections. Thus, the results suggest that the methodology applied in this study is more suitable for short to medium-term projections; whereas, RanSTM provides greater robustness for analyses at longer timescales.

5.3 Storm-Induced Retreat Projections

Based on the storm event analysis, although storm-induced retreat is smaller than that associated with sea-level rise, it still exerts a significant impact on shoreline position. The results indicate that the additional retreat, induced exclusively by storms (R_t), ranged from -0.06 to -8.70 m, depending on the analyzed sector and the time horizon considered (Fig. 5a). Although being of lower magnitude, when considered in isolation, short-duration events are capable of inducing rapid retreat and reducing the recovery time of the beach profile, acting synergistically with MSL rise.

The Rio Grande do Sul coast is strongly impacted by storms associated with extratropical cyclones. An analysis of 40 events with $H_s > 6$ m, between 1979 and 2008 (Machado et al., 2010) shows that the coast is regularly exposed to synoptic systems capable of generating intense erosive events, with more than one high-magnitude event occurring per year. Recent storms, such as the 2016

cyclone, produced shoreline retreat of 5.90 m at Hermenegildo, 5.00 m at Cidreira, and 13.74 m at Mostardas Beach (Albuquerque et al., 2018; Oliveira et al., 2019; Simões, 2018; Vianna et al., 2020). These impacts are consistent with the climatic pattern identified by Machado and Calliari (2016), who reported an increase in the frequency of extreme winds, with storm surges of up to 1.88 m and wind speeds reaching 26.21 m/s, which contribute to intensified coastal retreat.

As a consequence of climate change, an increase in the occurrence of coastal storms is expected (Vousdoukas et al., 2020). As a result, regions already affected by cyclones, such as the Rio Grande do Sul coast, are likely to experience greater storm-induced erosion in the coming decades (IPCC, 2023). In this context, Motta et al. (2015) observed that regional cyclogenesis and large-scale processes have influenced changes in local sediment transport. In addition, Esteves et al. (2006) found that shifts in the wave regime can lead to reversals in shoreline behavior.

Global wave energy has been increasing by approximately 0.4% per year since 1948 (Reguero et al., 2019), and, by 2100, 59% of the world's coastlines are projected to experience more extreme wave conditions (Meucci et al., 2020). The increase in wave energy conditions drives the depth of closure towards deeper zones, thereby increasing coastal erosion (Figueiredo et al., 2020).

Although global projections indicate potential changes in wave intensity and direction, the results obtained in this study suggest that, for the time horizons considered, climate change does not exert a significant influence on episodic erosion associated with storm events. Vousdoukas et al. (2020) reported similar findings in projections conducted for sandy beaches worldwide. However,

increases in storm frequency and intensity may generate significant impacts at both local and immediate scales—such as enhanced coastal flooding and episodic erosion—and at longer timescales, through the cumulative impact of successive events. Therefore, even if the impact of an individual storm is relatively limited, the recurrence of such events may contribute to intensified shoreline retreat and increased vulnerability of the analyzed sectors.

6 Conclusion

The historical shoreline change rates over the analyzed period show a marked contrast between retrogradational sectors—concentrated along the central coast—and progradational sectors—predominant along the southern coast. The projections also indicate that this contrast is likely to intensify in the coming decades, with a substantial increase in shoreline retreat in erosional sectors and a progressive reduction in accretion rates in accretional sectors, due to accelerated sea-level rise.

Conversely, when the incorporation of accelerated MSL rise is considered, the largest additional retreat occurs in historically progradational sectors, indicating the greater sensitivity of these areas to changes in the rates of sea-level rise. In contrast, storm-related retreat, when compared to the effects of sea-level rise, exhibits a significantly lower magnitude. Nevertheless, storm events play a relevant role in intensifying episodic erosion and accelerating the coastal system response, particularly in already vulnerable sectors, contributing to the amplification of projected retreat at shorter timescales.

Overall, the projected coastal response is spatially heterogeneous and strongly dependent on local morphological controls, emphasizing the need for management and planning strategies grounded in coastal segmentation and sector-specific vulnerability assessments. Finally, the results highlight the importance of continuous monitoring to produce longer time series, therefore enhancing the capacity to adapt and mitigate coastal risks in the context of climate change.

Funding sources

This work was supported by the Universal Project N° 409616/2021-4 titled “Quantification of the impacts of climate change on the coast of Rio Grande do Sul”, funded by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). The first author was supported by a scholarship from Programa Institucional de Bolsas de Pós-Graduação (PIBPG), funded by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Acknowledgements

The first author thanks the Programa Institucional de Bolsas de Pós-Graduação (PIBPG), funded by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), for supporting the scholarship during the study period, and the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for funding the language revision of this manuscript. The authors also acknowledge the Laboratório de Morfodinâmica Costeira (LaMoC) for providing access to laboratory facilities, software, and equipment, and Planet Labs © for providing the satellite imagery used in this study.

Capítulo VI: Síntese da Discussão e Resultados

A análise integrada da evolução espaço-temporal da linha de costa ao longo do litoral médio e centro-sul do Rio Grande do Sul evidenciou uma resposta costeira fortemente heterogênea, controlada pela interação entre balanço sedimentar, morfologia costeira e elevação do nível médio do mar. As taxas de evolução costeira obtidas para o período recente confirmam a persistência de setores erosivos no litoral médio e de setores predominantemente progradacionais no litoral centro-sul, em concordância com o padrão morfodinâmico regional descrito em escalas holocênicas e históricas por estudos anteriores.

Os resultados reforçam que a geometria da plataforma continental interna e a orientação da linha de costa exercem papel central na modulação das taxas de recuo e avanço costeiro. Setores associados a projeções costeiras e plataformas mais íngremes apresentaram tendências erosivas mais intensas, enquanto setores inseridos em reentrâncias, caracterizados por plataformas

mais longas e suaves, favoreceram a deposição sedimentar e a progradação da linha de costa. Essa configuração explica tanto o contraste espacial observado quanto a resposta diferenciada entre setores adjacentes, como no caso do Farol Sarita, onde a mudança de orientação da costa resulta em comportamentos opostos ao norte e ao sul do farol.

As projeções de linha de costa futura indicam que a aceleração da elevação do nível médio do mar constitui o principal motor das mudanças costeiras ao longo das próximas décadas. Mesmo em setores historicamente progradacionais, a incorporação da elevação acelerada do nível do mar reduz significativamente as taxas de acresção e, em alguns casos, inverte a tendência de avanço da linha de costa. Esse resultado demonstra que a progradação observada no período recente não implica necessariamente resiliência em cenários futuros, sobretudo em ambientes com antepraias largas, que demandam maiores volumes sedimentares para manter o equilíbrio dinâmico frente ao aumento do espaço de acomodação.

A comparação com projeções baseadas em modelos de larga escala, como o Random Shoreface Translation Model (RanSTM; Cowell et al., 2006), evidencia que as magnitudes de recuo estimadas neste estudo são sistematicamente menores, especialmente nos setores erosivos. Essa diferença decorre fundamentalmente dos distintos limites de troca sedimentar considerados em cada abordagem. Enquanto o método aplicado neste trabalho restringe as trocas à antepraia superior, sendo mais representativo de escalas temporais de curto a médio prazo, modelos como o RanSTM incorporam processos atuantes na antepraia inferior, associados a escalas de décadas a milhares de anos. Dessa forma, os resultados obtidos devem ser interpretados

como projeções mais adequadas para análises decenais, complementares às projeções de longo prazo disponíveis na literatura.

A contribuição das tempestades, embora de menor magnitude quando comparada aos efeitos da elevação do nível do mar, revelou-se relevante do ponto de vista dinâmico. Eventos extremos são capazes de induzir recuos rápidos da linha de costa, reduzir o tempo de recuperação do perfil praial e atuar de forma sinérgica com a elevação do nível médio do mar. Assim, embora a magnitude da retração induzida por um evento de tempestade isolado seja relativamente reduzida, a recorrência desses eventos atua de forma cumulativa, contribuindo para a intensificação da dinâmica erosiva e para o aumento da vulnerabilidade costeira.

Em conjunto, os resultados demonstram que a evolução futura da linha de costa no Rio Grande do Sul não será uniforme, mas fortemente condicionada por controles morfológicos locais e pela interação entre forçantes crônicas e episódicas. Essa heterogeneidade espacial reforça a inadequação de abordagens generalistas para avaliação de risco costeiro e destaca a necessidade de estratégias de gestão baseadas em compartimentação, monitoramento contínuo e avaliação específica da vulnerabilidade de cada setor costeiro em um contexto de mudanças climáticas aceleradas.

ANEXO I

Mostardas	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	11/08/2010	5 m/px
	Inverno	21/10/2010	5 m/px
	Primavera	15/12/2010	5 m/px
2011	Verão	17/3/2011	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	18/10/2011	5 m/px
	Primavera	12/12/2011	5 m/px
2012	Verão	27/03/2012	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	10/8/2012	5 m/px
	Primavera	16/11/2012	5 m/px
2013	Verão	14/03/2013	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno		
	Primavera	13/11/2013	5 m/px
2014	Verão	02/03/2014	5 m/px
	Outono	10/06/2014	5 m/px

	Inverno	22/08/2014	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2015	Verão	03/03/2015	5 m/px
	Outono	22/07/2015	5 m/px
	Inverno	NÃO DISPONÍVEL	
	Primavera		
2016	Verão	07/03/2016	5 m/px
	Outono	17/07/2016	3,125 m/px
	Inverno	16/09/2016	3 m/px
	Primavera	7/12/2016	3 m/px
2017	Verão	07/03/2017	5 m/px
	Outono	11/06/2017	3 m/px
	Inverno	03/09/2017	3 m/px
	Primavera	12/12/2017	3 m/px
2018	Verão	14/03/2018	3 m/px
	Outono	17/06/2018	3 m/px
	Inverno	04/10/2018	3 m/px
	Primavera	7/12/2018	3 m/px
2019	Verão	02/03/2019	3 m/px
	Outono	06/06/2019	3 m/px
	Inverno	21/09/2019	3 m/px
	Primavera	3/12/2019	3 m/px
2020	Verão	05/03/2020	3,125 m/px
	Outono	15/06/2020	3 m/px
	Inverno	23/09/2020	3 m/px

	Primavera	4/12/2020	3 m/px
2021	Verão	11/03/2021	3 m/px
	Outono	01/06/2021	3 m/px
	Inverno	16/9/2021	3 m/px
	Primavera	12/12/2021	3 m/px
2022	Verão	03/03/2022	3 m/px
	Outono	15/06/2022	3 m/px
	Inverno	29/09/2022	3 m/px
	Primavera	27/12/2022	3 m/px
2023	Verão	02/03/2023	3 m/px
	Outono	18/06/2023	3 m/px
	Inverno	17/09/2023	3 m/px
	Primavera	12/12/2023	3 m/px
2024	Verão	02/03/2024	3 m/px
	Outono	12/06/2024	3 m/px
	Inverno	28/09/2024	3 m/px
	Primavera	12/12/2024	3 m/px

Conceição	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		

	Inverno		
	Primavera		
2011	Verão	1/3/2011	5 m/px
	Outono	10/06/2011	5 m/px
	Inverno	16/10/2011	5 m/px
	Primavera	11/12/2011	5 m/px
2012	Verão	19/03/2012	5 m/px
	Outono	11/08/2012	5 m/px
	Inverno	9/12/2012	5 m/px
	Primavera	22/12/2012	5 m/px
2013	Verão	07/03/2013	5 m/px
	Outono	22/06/2013	5 m/px
	Inverno	20/08/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	16/01/2014	5 m/px
	Outono	18/05/2014	5 m/px
	Inverno	07/09/2014	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2015	Verão	12/03/2015	5 m/px
	Outono	25/07/2015	5 m/px
	Inverno	NÃO DISPONÍVEL	
	Primavera	14/01/2016	5 m/px
2016	Verão	10/05/2016	3,125 m/px
	Outono	02/06/2016	3,125 m/px
	Inverno	27/09/2016	3 m/px

	Primavera	1/12/2016	3,125 m/px
2017	Verão	31/03/2017	3,125 m/px
	Outono	25/06/2017	3 m/px
	Inverno	28/09/2017	3 m/px
	Primavera	15/12/2017	3 m/px
2018	Verão	14/03/2018	3 m/px
	Outono	27/06/2018	3,125 m/px
	Inverno	22/09/2018	3,125 m/px
	Primavera	11/12/2018	3 m/px
2019	Verão	13/03/2019	3 m/px
	Outono	20/06/2019	3 m/px
	Inverno	22/09/2019	3 m/px
	Primavera	11/12/2019	3,125 m/px
2020	Verão	23/03/2020	3 m/px
	Outono	28/06/2020	3,125 m/px
	Inverno	29/09/2020	3 m/px
	Primavera	11/12/2020	3 m/px
2021	Verão	19/03/2021	3,125 m/px
	Outono	13/05/2021	3 m/px
	Inverno	5/10/2021	3,125 m/px
	Primavera	22/12/2021	3 m/px
2022	Verão	29/03/2022	3 m/px
	Outono	19/06/2022	3 m/px
	Inverno	24/09/2022	3,125 m/px
	Primavera	9/12/2022	3 m/px

2023	Verão	28/03/2023	3 m/px
	Outono	18/06/2023	3 m/px
	Inverno	25/09/2023	3 m/px
	Primavera	9/12/2023	3 m/px
2024	Verão	30/03/2024	3 m/px
	Outono	21/05/2024	3 m/px
	Inverno	22/09/2024	3 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	

Estreito	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2011	Verão	23/3/2011	5 m/px
	Outono	12/06/2011	5 m/px
	Inverno	16/10/2011	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2012	Verão	28/03/2012	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno		

	Primavera	9/12/2012	5 m/px
2013	Verão	07/03/2013	5 m/px
	Outono	22/06/2013	5 m/px
	Inverno	09/07/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	02/06/2014	5 m/px
	Inverno	07/09/2014	5 m/px
	Primavera	09/11/2014	5 m/px
2015	Verão	05/02/2015	5 m/px
	Outono	12/03/2015	5 m/px
	Inverno	25/07/2015	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2016	Verão	14/01/2016	5 m/px
	Outono	02/06/2016	5 m/px
	Inverno	10/09/2016	3 m/px
	Primavera	5/12/2016	3 m/px
2017	Verão	25/03/2017	3 m/px
	Outono	11/06/2017	3 m/px
	Inverno	21/09/2017	3 m/px
	Primavera	12/12/2017	3,125 m/px
2018	Verão	14/03/2018	3 m/px
	Outono	03/06/2018	3 m/px
	Inverno	08/09/2018	3 m/px
	Primavera	8/12/2018	3 m/px

2019	Verão	29/01/2019	3 m/px
	Outono	07/03/2019	3 m/px
	Inverno	02/09/2019	3 m/px
	Primavera	9/12/2019	3 m/px
2020	Verão	26/01/2020	3 m/px
	Outono	01/06/2020	3 m/px
	Inverno	20/09/2020	3 m/px
	Primavera	9/12/2020	3 m/px
2021	Verão	09/03/2021	3 m/px
	Outono	13/06/2021	3 m/px
	Inverno	4/9/2021	3 m/px
	Primavera	12/12/2021	3 m/px
2022	Verão	20/03/2022	3 m/px
	Outono	03/06/2022	3 m/px
	Inverno	11/09/2022	3 m/px
	Primavera	29/12/2022	3 m/px
2023	Verão	13/03/2023	3 m/px
	Outono	12/06/2023	3 m/px
	Inverno	06/09/2023	3 m/px
	Primavera	11/12/2023	3 m/px
2024	Verão	07/03/2024	3 m/px
	Outono	02/06/2024	3 m/px
	Inverno	06/09/2024	3 m/px
	Primavera	11/12/2024	3 m/px

Mar Grosso	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	28/02/2010	5 m/px
	Outono	23/06/2010	5 m/px
	Inverno	NÃO DISPONÍVEL	
	Primavera	13/12/2010	5 m/px
2011	Verão	10/1/2011	5 m/px
	Outono	12/6/2011	5 m/px
	Inverno	26/08/2011	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2012	Verão	5/1/2012	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	9/8/2012	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2013	Verão	31/03/2013	5 m/px
	Outono	13/06/2013	5 m/px
	Inverno	9/7/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	2/6/2014	5 m/px
	Inverno	7/9/2014	5 m/px
	Primavera	9/11/2014	5 m/px

2015	Verão	5/2/2015	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	25/07/2015	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2016	Verão	25/01/2016	3 m/pix
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	9/9/2016	3 m/pix
	Primavera	5/12/2016	3 m/pix
2017	Verão	19/01/2017	3 m/pix
	Outono	12/6/2017	3 m/pix
	Inverno	6/9/2017	3 m/pix
	Primavera	11/12/2017	3 m/pix
2018	Verão	20/01/2018	3 m/pix
	Outono	15/06/2018	3 m/pix
	Inverno	7/9/2018	3 m/pix
	Primavera	6/12/2018	3 m/pix
2019	Verão	24/03/2019	3 m/pix
	Outono	9/6/2019	3 m/pix
	Inverno	21/09/2019	3 m/pix
	Primavera	10/12/2019	3 m/pix
2020	Verão	14/03/2020	3 m/pix
	Outono	9/6/2020	3 m/pix
	Inverno	14/09/2020	3 m/pix
	Primavera	9/12/2020	3 m/pix
2021	Verão	13/03/2021	3 m/pix

	Outono	11/6/2021	3 m/pix
	Inverno	6/9/2021	3 m/pix
	Primavera	12/12/2021	3 m/pix
2022	Verão	5/3/2022	3 m/pix
	Outono	4/6/2022	3 m/pix
	Inverno	22/09/2022	3 m/pix
	Primavera	9/12/2022	3 m/pix
2023	Verão	11/3/2023	3 m/pix
	Outono	12/6/2023	3 m/pix
	Inverno	6/9/2023	3 m/pix
	Primavera	11/12/2023	3 m/pix
2024	Verão	20/03/2024	3 m/pix
	Outono	3/6/2024	3 m/pix
	Inverno	11/9/2024	3 m/pix
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	

Cassino	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	26/07/2010	5 m/px
	Primavera	20/10/2010	5 m/px

2011	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	12/06/2011	5 m/px
	Inverno	NÃO DISPONÍVEL	
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2012	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	09/08/2012	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2013	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	13/06/2013	5 m/px
	Inverno	29/08/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	02/06/2014	5 m/px
	Inverno	07/09/2014	5 m/px
	Primavera	09/11/2014	5 m/px
2015	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	25/07/2015	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2016	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono		
	Inverno	02/08/2016	3 m/px
	Primavera	06/11/2016	3 m/px
2017	Verão	NÃO DISPONÍVEL	

	Outono	27/04/2017	3 m/px
	Inverno	05/08/2017	3 m/px
	Primavera	05/11/2017	3 m/px
2018	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	28/04/2018	3 m/px
	Inverno	06/08/2018	3 m/px
	Primavera	02/11/2018	3 m/px
2019	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	29/04/2019	3 m/px
	Inverno	04/08/2019	3 m/px
	Primavera	06/11/2019	3 m/px
2020	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2021	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono		
	Inverno	31/07/2021	3 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2022	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	29/04/2022	3 m/px
	Inverno	06/08/2022	3 m/px
	Primavera	05/11/2022	3 m/px
2023	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	20/04/2023	3 m/px

	Inverno	06/08/2023	3 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2024	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	23/04/2024	3 m/px
	Inverno	08/08/2024	3 m/px
	Primavera	10/11/2024	3 m/px

Sarita	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2011	Verão	04/03/2011	5 m/px
	Outono	22/03/2011	5 m/px
	Inverno	06/09/2011	5 m/px
	Primavera	16/10/2011	5 m/px
2012	Verão	01/01/2012	5 m/px
	Outono	22/03/2012	5 m/px
	Inverno	22/09/2012	5 m/px
	Primavera	23/12/2012	5 m/px
2013	Verão	NÃO DISPONÍVEL	

	Outono	13/06/2013	5 m/px
	Inverno	29/08/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera	09/11/2014	5 m/px
2015	Verão	17/03/2015	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno		
	Primavera		
2016	Verão	15/01/2016	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	29/07/2016	5 m/px
	Primavera	21/12/2016	3.125 m/px
2017	Verão	24/02/2017	3.125 m/px
	Outono	13/06/2017	3.125 m/px
	Inverno	20/09/2017	3.125 m/px
	Primavera	15/12/2017	3.125 m/px
2018	Verão	10/03/2018	3.125 m/px
	Outono	15/06/2018	3.125 m/px
	Inverno	21/09/2018	3.125 m/px
	Primavera	10/12/2018	3.125 m/px
2019	Verão	02/03/2019	3.125 m/px
	Outono	19/06/2019	3.125 m/px

	Inverno	29/08/2019	3.125 m/px
	Primavera	11/12/2019	3.125 m/px
2020	Verão	08/03/2020	3.125 m/px
	Outono	29/05/2020	3.125 m/px
	Inverno	26/07/2020	3.125 m/px
	Primavera	12/11/2020	3.125 m/px
2021	Verão	11/03/2021	3.125 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	24/07/2021	3.125 m/px
	Primavera	12/12/2021	3.125 m/px
2022	Verão	NÃO DISPONÍVEL	
	Outono	22/05/2022	3.125 m/px
	Inverno	30/07/2022	3.125 m/px
	Primavera	11/12/2022	3.125 m/px
2023	Verão	14/03/2023	3 m/px
	Outono	22/05/2023	3 m/px
	Inverno	21/07/2023	3 m/px
	Primavera	05/11/2023	3 m/px
2024	Verão	07/03/2024	3 m/px
	Outono	26/05/2024	3 m/px
	Inverno	26/07/2024	3 m/px
	Primavera	13/11/2024	3 m/px

Verga	Estação	Data	Resolução
2009	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	

	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2010	Verão	PROBLEMA NO GEORREFERENCIAMENTO	
	Outono		
	Inverno		
	Primavera		
2011	Verão	18/03/2011	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	04/07/2011	5 m/px
	Primavera	16/10/2011	5 m/px
2012	Verão	22/03/2012	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno		
	Primavera		
2013	Verão	23/12/2012	5 m/px
	Outono	13/06/2013	5 m/px
	Inverno	29/08/2013	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2014	Verão	06/03/2014	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno		
	Primavera	09/11/2014	5 m/px
2015	Verão	11/03/2015	5 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	

	Inverno	05/07/2015	5 m/px
	Primavera	NÃO DISPONÍVEL	
2016	Verão	15/01/2016	3.125 m/px
	Outono	NÃO DISPONÍVEL	
	Inverno	21/09/2016	3.125 m/px
	Primavera	23/11/2016	3.125 m/px
2017	Verão	16/02/2017	3.125 m/px
	Outono	15/06/2017	3.125 m/px
	Inverno	12/09/2017	3.125 m/px
	Primavera	16/12/2017	3.125 m/px
2018	Verão	09/03/2018	3.125 m/px
	Outono	07/06/2018	3.125 m/px
	Inverno	08/09/2018	3.125 m/px
	Primavera	22/11/2018	3.125 m/px
2019	Verão	21/02/2019	3.125 m/px
	Outono	24/05/2019	3.125 m/px
	Inverno	11/08/2019	3.125 m/px
	Primavera	24/10/2019	3.125 m/px
2020	Verão	29/02/2020	3.125 m/px
	Outono	08/05/2020	3.125 m/px
	Inverno	29/07/2020	3.125 m/px
	Primavera	19/11/2020	3.125 m/px
2021	Verão	14/03/2021	3.125 m/px
	Outono	12/05/2021	3.125 m/px
	Inverno	31/07/2021	3.125 m/px

	Primavera	19/11/2021	3.125 m/px
2022	Verão	26/02/2022	3.125 m/px
	Outono	06/05/2022	3.125 m/px
	Inverno	30/07/2022	3.125 m/px
	Primavera	18/11/2022	3.125 m/px
2023	Verão	26/02/2023	3 m/px
	Outono	08/05/2023	3 m/px
	Inverno	17/07/2023	3 m/px
	Primavera	19/11/2023	3 m/px
2024	Verão	19/02/2024	3 m/px
	Outono	15/05/2024	3 m/px
	Inverno	16/07/2024	3 m/px
	Primavera	16/11/2024	3 m/px

Capítulo VII: Referências

Bibliográficas do Artigo

Adlam, K., 2008. Shoreface Dilation in Response to Sea Level Rise – Tiber Delta Reference Site. University of Sydney, Sydney.

Albuquerque, M. da G., Leal Alves, D.C., Espinoza, J.M. de A., Oliveira, U.R., Simões, R.S., 2018. Determining Shoreline Response to Meteo-oceanographic Events Using Remote Sensing and Unmanned Aerial Vehicle (UAV): Case Study in Southern Brazil. J. Coast. Res. 85, 766–770. <https://doi.org/10.2112/SI85-154.1>

Albuquerque, M., Espinoza, J., Teixeira, P., de Oliveira, A., Corrêa, I., Calliari, L., 2013. Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches. J. Coast. Res. 165, 1710–1714. <https://doi.org/10.2112/SI65-289.1>

Almar, R., Graffin, M., Boucharel, J., Abessolo, G.O., Thoumyre, G., Papa, F., Montano, J., Bergsma, E., Baba, M.W., Jin, F.-F., Ranasinghe, R., 2022. El Niño

controls the evolution of shorelines worldwide. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1283693/v1>

Almeida, L.P., Efraim de Oliveira, I., Lyra, R., Scaranto Dazzi, R.L., Martins, V.G., Henrique da Fontoura Klein, A., 2021. Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE): Shoreline management module. *Environmental Modelling & Software* 140, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105033>

Anfuso, G., Loureiro, C., Taaouati, M., Smyth, T., Jackson, D., 2020. Spatial Variability of Beach Impact from Post-Tropical Cyclone Katia (2011) on Northern Ireland's North Coast. *Water (Basel)*. 12, 1380. <https://doi.org/10.3390/w12051380>

Anthony, E.J., Aagaard, T., 2020. The lower shoreface: Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach. *Earth. Sci. Rev.* 210, 103334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103334>

Araújo, R.J.V., Araújo, T.C.M., Veleza, D., Pereira, P.S., Lino, A.P., Gonçalves, R.M., 2025. Shoreline, wave power and global teleconnection influences on a South Atlantic tropical island (Itamaracá Island, 1984 to 2020). *Catena (Amst)*. 250, 108762. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2025.108762>

Ashton, A., Murray, A.B., Arnoult, O., 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature* 414, 296–300. <https://doi.org/10.1038/35104541>

Ashton, A.D., Murray, A.B., 2006. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JF000422>

- Barboza E.G., Rosa, M.L.C.C., 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul, in: Goso, C. (Ed.), *Problemática de Los Ambientes Costeiros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. DIRAC, pp. 83–98.
- Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Dillenburg, S.R., Watanabe, D.S.Z., Esteves, T., Martins, E.M., Gruber, N.L.S., 2018. Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management. *J. Coast. Res.* 85, 446–450. <https://doi.org/10.2112/SI85-090.1>
- Barletta, R. do C., Calliari, L.J., 2003. An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central Coast of RS State, Southern Brazil. *Coastal Research* 300–308.
- Bishop-Taylor, R., Nanson, R., Sagar, S., Lymburner, L., 2021. Mapping Australia's dynamic coastline at mean sea level using three decades of Landsat imagery. *Remote Sens. Environ.* 267, 112734. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112734>
- Bitencourt, V.J.B., Dillenburg, S.R., Manzolli, R.P., Barboza, E.G., 2020. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *Geomorphology* 360, 107180. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *J. Coast. Res.* 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- BOSE, M.D.A., De FIGUEIREDO, S.A., CALLIARI, L.J., ARIGONY-NETO, J., GOULART, E.S., FERREIRA, J.A.D.C., ALBUQUERQUE, M.D.G., 2020. Os efeitos da elevação do nível do mar e do balanço sedimentar em um hotspot

erosivo no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas em Geociências 47, e097101. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.108560>

Bruun, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. Journal of the Waterways and Harbors Division 117–130.

Bruun, P., 1954. Coast erosion and the development of beach profiles. Tech. Memo. Beach Erosion Board.

CALLIARI, L.J., TOLDO, E.E., 2016. Ocean Beaches of Rio Grande do Sul, in: Short, A., Klein, A. (Eds.), Brazilian Beach Systems. pp. 507–541.

Calliari, L.J., Toldo Jr., E.E., Nicolodi, J.L., Speranski, N., Almeida, L.E.S.B., Lima, S.F., Esteves, L.S., Martins, L.R., 2006. Rio Grande do Sul: classificação geomorfológica, in: Erosão e Progradação Do Litoral Brasileiro. . Ministério do Meio Ambiente, Brasília/DF, pp. 437–446.

IPCC, 2023. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>

Caron, F., 2014. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR, PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL. Univ Fed Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Cecilio, R.O., Dillenburg, S.R., 2019. An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time. Dynamics of

Atmospheres and Oceans 88, 101103.

<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2019.101103>

Cooper, J.A.G., Pilkey, O.H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Glob. Planet. Change* 43, 157–171.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.07.001>

Cowell, P.J., Hanslow, D.J., Meleo, J.F., 1999. The shoreface, in: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics* . pp. 39–71.

Cowell, P.J., Kinsela, M.A., 2018. Shoreface Controls on Barrier Evolution and Shoreline Change, in: *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing, Cham, pp. 243–275.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-68086-6_8

Cowell, P.J., Roy, P.S., Jones, R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Mar. Geol.* 126, 45–61.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00065-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00065-7)

Cowell, P.J., Stive, M.J.F., Roy, P.S., Kaminsky, G.M., Buijsman, M.C., Thom, B.G., Wright, L.D., 2001. Shoreface Sand Supply to Beaches, in: *Coastal Engineering 2000*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 2495–2508.
[https://doi.org/10.1061/40549\(276\)195](https://doi.org/10.1061/40549(276)195)

Cowell, P.J., Thom, B.G., Jones, R.A., Everts, C.H., Simanovic, D., 2006. Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *J. Coast. Res.* 221, 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>

- Motta, L.M., Toldo, E.E., de Sá, L.E., de Almeida, B., Nunes, J.C., 2015. Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Mar. Res.* 73, 49–69. <https://doi.org/10.1357/002224015815848839>
- Davidson, M.A., Lewis, R.P., Turner, I.L., 2010. Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering* 57, 620–629. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.001>
- Davidson, M.A., Splinter, K.D., Turner, I.L., 2013. A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering* 73, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002>
- Carvalho, N.D., de Figueiredo, S.A., Goulart, E.S., Cavalcanti, A.M., de Souza, P.R.S., 2026. A multi-source and multi-scale approach for sea-level rise scenarios: combining in situ data, satellite imagery, and stochastic modeling. *Remote Sens. Appl.* 41. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2026.101946>
- Figueiredo, S.A., Goulart, E.S., Calliari, L.J., 2020. Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology* 351, 106935. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>
- Oliveira, E.B., Barboza, E.G., 2024. Shoreline change assessment at Arroio do Sal (Southern Brazil) using different shoreline extraction methods. *Remote Sens. Appl.* 36, 101303. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2024.101303>
- Oliveira, U.R., Simões, R.S., Calliari, L.J., 2019. Dunes erosion under an extreme high wave energy event on the central and southern coast of Rio Grande do Sul state, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 20, 137–158. <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1352>

- DEAN, R.G., 1977. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coast. Ocean Engineering Technical Report.
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., 2014. The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. Geological Society, London, Special Publications 388, 333–352. <https://doi.org/10.1144/SP388.16>
- Dillenburg, S.R., Hesp, P.A., 2009. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>
- Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J., Tomazelli, L.J., 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). J. Coast. Res. 16, 71–81.
- Esteves, L.S., Finkl, C.W., 1998. The problem of critically eroded areas (CEA): An evaluation of Florida beaches. J. Coast. Res. 26, 11–18.
- Esteves, L.S., Williams, J.J., Dillenburg, S.R., 2006. Seasonal and Interannual Influences on the Patterns of Shoreline Changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. J. Coast. Res. 225, 1076–1093. <https://doi.org/10.2112/04-0227R.1>
- Figueiredo, S.A. de, 2011. External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil. University of Sydney, Sydney.
- Figueiredo, S.A. de, Calliari, L.J., Machado, A.A., 2018. Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at Hermenegildo Beach, Southern Brazil. Braz. J. Oceanogr. 66, 210–219. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018009806602>

- Figueiredo, S.A., Cowell, P.J., 2016. Sensitivity of shoreline-recession forecasts to sediment budget uncertainties. *J. Coast Res.* 1, 947–951.
- Flor-Blanco, G., Alcántara-Carrió, J., Jackson, D.W.T., Flor, G., Flores-Soriano, C., 2021. Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events. *Geomorphology* 387, 107767. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107767>
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores.
- Goulart, E., 2014. Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praial com múltiplos bancos. (Doutorado em Oceanologia). Univ Fed Rio Grande, Rio Grande.
- Goulart, E.S., 2010. Morfodinâmica Da Antepraia Adjacente Ao Farol Da Conceição: Litoral Médio Do RS (Dissertação). Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- Guisado-Pintado, E., Jackson, D.W.T., 2019. Coastal Impact From High-Energy Events and the Importance of Concurrent Forcing Parameters: The Cases of Storm Ophelia (2017) and Storm Hector (2018) in NW Ireland. *Front. Earth Sci. (Lausanne)*. 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00190>
- Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253–277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Himmelstoss, E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G., Farris, A.S., 2018. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide. <https://doi.org/10.3133/ofr20181179>

- Hinkel, J., Nicholls, R.J., Tol, R.S.J., Wang, Z.B., Hamilton, J.M., Boot, G., Vafeidis, A.T., McFadden, L., Ganopolski, A., Klein, R.J.T., 2013. A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise: An application of DIVA. *Glob. Planet. Change* 111, 150–158. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.002>
- IPCC, 2021. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Johnson, D.W., 1919. *Shore processes and shoreline development*. John Wiley & Sons, New York.
- Karunaratna, H., Brown, J., Chatzirodou, A., Dissanayake, P., Wisse, P., 2018. Multi-timescale morphological modelling of a dune-fronted sandy beach. *Coastal Engineering* 136, 161–171. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.03.005>
- Klein, A.H. da F., Prado, M.F.V., Dalinghaus, C., Camargo, J.M. de, 2016. *Metodologia para quantificação de perigos costeiros*. Biblioteca Cid Ambiental, Brasília.
- Kriebel, D.L., Dean, R.G., 1993. Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng.* 119, 204–226. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1993\)119:2\(204\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1993)119:2(204))
- Kron, W., 2013. Coasts: the high-risk areas of the world. *Natural Hazards* 66, 1363–1382. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0215-4>
- Larson, M., Hanson, H., Kraus, N.C., 1987. *Analytical Solutions of the One-Line Model of Shoreline Change*. Vicksburg.
- Cozannet, G., Oliveros, C., Castelle, B., Garcin, M., Idier, D., Pedreros, R., Rohmer, J., 2016. Uncertainties in Sandy Shorelines Evolution under the Bruun Rule Assumption. *Front. Mar. Sci.* 3. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00049>

- Leal, K.B., 2016. Análise Da Variação Da Linha De Costa Nos Balneários Mostardense, Mar Grosso, Cassino E Barra Do Chuí-RS a Partir De Geotecnologias (Monografia). Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- LIMA, S.F., ALMEIDA, L.E., TOLDO JR, E., 2001. Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. Pesquisas em Geociências 28, 99.
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.20272>
- López-Olmedilla, L., Almeida, L.P., de Figueiredo, S.A., Fontán-Bouzas, Á., Silva, P.A., Alcántara-Carrió, J., 2022. Effect of alongshore sediment supply gradients on projected shoreline position under sea-level rise (northwestern Portuguese coast). Estuar. Coast. Shelf Sci. 271, 107876.
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.107876>
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. Sci. Rep. 8, 6641.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Ma, X., Wang, C., Zhao, C., Ji, M., Zhu, J., Yang, G., Li, C., 2024. Identification and simulation the response of storm-induced coastal erosion in the China Yellow sea. Ocean Engineering 300, 117394.
<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.117394>
- Machado, A.A., 2014. Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul nos últimos 30 anos. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

- Machado, A.A., Calliari, L.J., 2016. Synoptic Systems Generators of Extreme Wind in Southern Brazil: Atmospheric Conditions and Consequences in the Coastal Zone. *J. Coast. Res.* 75, 1182–1186. <https://doi.org/10.2112/SI75-237.1>
- Machado, A.A., Calliari, L.J., Melo, E., Klein, A.H.F., 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan Am. J. Aquat. Sci.* 5, 277–286.
- Martinho, C.T., Dillenburg, S.R., Hesp, P., 2009. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Coast. Res.* 252, 285–293. <https://doi.org/10.2112/06-0645.1>
- Mentaschi, L., Vousdoukas, M.I., Pekel, J.F., Voukouvalas, E., Feyen, L., 2018. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Sci. Rep.* 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>
- Meucci, A., Young, I.R., Hemer, M., Kirezci, E., Ranasinghe, R., 2020. Projected 21st century changes in extreme wind-wave events. *Sci. Adv.* 6. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz7295>
- Miller, J.K., Dean, R.G., 2004. A simple new shoreline model. *Coastal Engineering* 531–556.
- MMA, M. do M.A., 2018. Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa – PROCOSTA. Brasília - DF.
- Moller, O.O., Castaing, P., Salomon, J.-C., Lazure, P., 2001. The Influence of Local and Non-Local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries* 24, 297. <https://doi.org/10.2307/1352953>

- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science* (1979). 328, 1517–1520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>
- Parise, C.K., Calliari, L.J., Krusche, N., 2009. EXTREME STORM SURGES IN THE SOUTH OF BRAZIL: ATMOSPHERIC CONDITIONS AND SHORE EROSION, *BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY*.
- Park, S., Song, A., 2024. Shoreline Change Analysis with Deep Learning Semantic Segmentation Using Remote Sensing and GIS Data. *KSCE Journal of Civil Engineering* 28, 928–938. <https://doi.org/10.1007/s12205-023-1604-9>
- Pazini, K.C., 2021. CARACTERIZAÇÃO DO RISCO COSTEIRO AOS IMPACTOS INDUZIDOS POR MARÉS DE TEMPESTADE NA COSTA CENTRAL DE SANTA CATARINA. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- Pereira Koerich, M., Pereira, P. de S., 2023. Assessing the Impacts of Coastal Engineering Structures on the Coast of Santa Catarina State, Southern Brazil: a geospatial approach. *Ocean Coast. Manag.* 245, 106858. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2023.106858>
- Pereira, P.S., Calliari, L.J., Barletta, R.C., Antiqueira, J., Guedes, R.M.C., 2007. Variação decadal dos perfis praias do Farol da Conceição e terminal turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. XII Congresso Latino Americano De Ciências Do Mar (COLACMAR).
- Piazza Forgiarini, A.P., Amaral de Figueiredo, S., Calliari, L.J., Goulart, E.S., Marques, W., Trombetta, T.B., Oleinik, P.H., Guimarães, R.C., Arigony-Neto, J., Cabral Salame, C., 2019. Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 230, 106437. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106437>

- Price, W.A., 1951. Barrier island, not “offshore bar.” *Science* (1979). 113, 487–488.
- Queiroz, H.A. de A., Gonçalves, R.M., Mishra, M., 2022. Characterizing global satellite-based indicators for coastal vulnerability to erosion management as exemplified by a regional level analysis from Northeast Brazil. *Science of The Total Environment* 817, 152849. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152849>
- Reguero, B.G., Losada, I.J., Méndez, F.J., 2019. A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat. Commun.* 10, 205. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0>
- Reiz, G., Mateescu, R., Niculescu, D., Marin, D., Vlăsceanu, E., Omer, I., Bandoc, G., 2025. REVISED BRUUN RULE: A CRITICAL ANALYSIS OF THE IMPACT OF SEA LEVEL RISE ON SANDY BEACHES. *Cercetări Marine - Recherches Marines* 55, 116–131. <https://doi.org/10.55268/CM.2025.55.116>
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G., 1994. Wave dominated coasts, in: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 121–186.
- Saraiva, J.M.B., Bedran, C.R., Carneiro, C., 2003. Monitoring of storm surges on Cassino Beach, RS, Brazil. *J. Coast. Res.* 323–331.
- Seenath, A., Dale, J., 2024. On the Bruun Rule suitability for modelling shoreline change. *Ocean Coast. Manag.* 255, 107237. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2024.107237>
- Sgandella, J. da S., 2025. ESTIMATIVAS DE BALANÇO SEDIMENTAR PARA PROJEÇÕES DE LINHA DE COSTA: LITORAL CENTRO-SUL DO RIO GRANDE DO SUL. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.

- Sgandella, J.S., 2023. Influência dos limites morfodinâmicos da antepraia na resposta costeira em um cenário de elevação do nível médio do mar no litoral sul do Brasil. (Monografia). Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- Sharaan, M., Udo, K., 2020. Projections of future beach loss along the mediterranean coastline of Egypt due to sea-level rise. *Applied Ocean Research* 94, 101972. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101972>
- Shepard, F.P., 1960. Gulf coastal barriers , in: Shepard, F.P., Phleger, F.B., Van Andel, T.H. (Eds.), *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*. Am Assoc Petrol Geol, Tulsa, pp. 197–220.
- Shepard, F.P., 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. *Am Assoc Pretol Geol Bull* 36, 1902–1912.
- Siegle, E., Calliari, L.J., 2008. HIGH-ENERGY EVENTS AND SHORT-TERM CHANGES IN SUPERFICIAL BEACH SEDIMENTS . *Braz. J. Oceanogr.* 149–152.
- Simões, R.S., 2018. Mobilidade Do Limite Praia Duna No Balneário Mostardense-RS: Monitoramento Por Drone. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande.
- Simões, R.S., Calliari, L.J., de Figueiredo, S.A., de Oliveira, U.R., de Almeida, L.P.M., 2022. Coastline dynamics in the extreme south of Brazil and their socio-environmental impacts. *Ocean Coast. Manag.* 230, 106373. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106373>
- Speranski, N., Calliari, L., 2000. Bathymetric lenses and localized coastal erosion in Southern Brazil. *J. Coast. Res.*

- Splinter, K.D., Turner, I.L., Davidson, M.A., Barnard, P., Castelle, B., Oltman-Shay, J., 2014. A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 1936–1958. <https://doi.org/10.1002/2014JF003106>
- Stive, M.J.F., Aarninkhof, S.G.J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering* 47, 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Sutikno, S., Murakami, K., Handoyo, D.P., Fauzi, M., 2015. Calibration of Numerical Model for Shoreline Change Prediction Using Satellite Imagery Data. *Makara Journal of Technology* 19, 113. <https://doi.org/10.7454/mst.v19i3.3042>
- Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 2000. O CENOZÓICO COSTEIRO DO RIO GRANDE DO SUL, in: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia Do Rio Grande Do Sul*. CIGO/UFRGS, pp. 375–406.
- Toure, S., Diop, O., Kpalma, K., Maiga, A.S., 2019. Shoreline Detection using Optical Remote Sensing: A Review. *ISPRS Int. J. Geoinf.* 8, 75. <https://doi.org/10.3390/ijgi8020075>
- Vianna, H.D., Calliari, L.J., Vianna, S.D., 2020. INUNDAÇÃO E EROSÃO NA COSTA NORTE DO RIO GRANDE DO SUL - BRASIL. ESTUDO DE CASO: A MARÉ METEOROLÓGICA DE OUTUBRO DE 2016. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 21. <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1749>
- Villwock, J.A., Tomazelli, L.J., 1995. *Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas.*

- Vitousek, S., Barnard, P.L., Limber, P., 2017. Can beaches survive climate change? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 122, 1060–1067. <https://doi.org/10.1002/2017JF004308>
- von Storch, H., 2014. Storm Surges: Phenomena, Forecasting and Scenarios of Change. *Procedia IUTAM* 10, 356–362. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2014.01.030>
- Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019a. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coastal Engineering* 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>
- Vos, K., Splinter, K.D., Harley, M.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019b. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. *Environmental Modelling & Software* 122, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528>
- Vos, K., Splinter, K.D., Palomar-Vázquez, J., Pardo-Pascual, J.E., Almonacid-Caballer, J., Cabezas-Rabadán, C., Kras, E.C., Luijendijk, A.P., Calkoen, F., Almeida, L.P., Pais, D., Klein, A.H.F., Mao, Y., Harris, D., Castelle, B., Buscombe, D., Vitousek, S., 2023. Benchmarking satellite-derived shoreline mapping algorithms. *Commun. Earth Environ.* 4, 345. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01001-2>
- Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., Feyen, L., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* 10, 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>

- Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C. V., 2012. Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. *Quat. Sci. Rev.* 54, 4–11.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.009>
- Yates, M.L., Guza, R.T., O'Reilly, W.C., 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *J. Geophys. Res. Oceans* 114.
<https://doi.org/10.1029/2009JC005359>
- Zambrano-Medina, Y.G., Plata-Rocha, W., Monjardin-Armenta, S.A., Franco-Ochoa, C., 2023. Assessment and Forecast of Shoreline Change Using Geo-Spatial Techniques in the Gulf of California. *Land (Basel)*. 12, 782.
<https://doi.org/10.3390/land12040782>

Capítulo VIII: Referências

Bibliográficas da Dissertação

- Absalonsen, L., & Toldo Jr, E. (2007). A Influência da Inflexão Costeira na Variabilidade da Linha de Praia em Mostardas – RS. *Pesquisas em Geociências*, 34(1), 3. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19457>
- Adger, W. N., Hughes, T. P., Folke, C., Carpenter, S. R., & Rockström, J. (2005). Social-Ecological Resilience to Coastal Disasters. *Science*, 309(5737), 1036–1039. <https://doi.org/10.1126/science.1112122>
- Albuquerque, M. da G., Leal Alves, D. C., Espinoza, J. M. de A., Oliveira, U. R., & Simões, R. S. (2018). Determining Shoreline Response to Meteorological Events Using Remote Sensing and Unmanned Aerial Vehicle (UAV): Case Study in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 85, 766–770. <https://doi.org/10.2112/SI85-154.1>

- Albuquerque, M., Espinoza, J., Teixeira, P., de Oliveira, A., Corrêa, I., & Calliari, L. (2013). Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches. *Journal of Coastal Research*, 165, 1710–1714. <https://doi.org/10.2112/SI65-289.1>
- Almar, R., Graffin, M., Boucharel, J., Abessolo, G. O., Thoumyre, G., Papa, F., Montano, J., Bergsma, E., Baba, M. W., Jin, F.-F., & Ranasinghe, R. (2022). *El Niño controls the evolution of shorelines worldwide*. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1283693/v1>
- Almeida, L. P., Efraim de Oliveira, I., Lyra, R., Scaranto Dazzi, R. L., Martins, V. G., & Henrique da Fontoura Klein, A. (2021). Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE): Shoreline management module. *Environmental Modelling & Software*, 140, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105033>
- Anfuso, G., Loureiro, C., Taaouati, M., Smyth, T., & Jackson, D. (2020). Spatial Variability of Beach Impact from Post-Tropical Cyclone Katia (2011) on Northern Ireland's North Coast. *Water*, 12(5), 1380. <https://doi.org/10.3390/w12051380>
- Araújo, R. J. V., Araújo, T. C. M., Veleza, D., Pereira, P. S., Lino, A. P., & Gonçalves, R. M. (2025). Shoreline, wave power and global teleconnection influences on a South Atlantic tropical island (Itamaracá Island, 1984 to 2020). *CATENA*, 250, 108762. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2025.108762>
- Ashton, A. D., & Murray, A. B. (2006). High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *Journal*

of *Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F4).

<https://doi.org/10.1029/2005JF000422>

Barboza, E. G., Dillenburg, S. R., Rosa, M. L. C. da C., Caron, F., Lopes, R. P., Watanabe, D. S. Z., & Tomazelli, L. J. (2021). Sistemas deposicionais e evolução geológica da planície costeira entre La Coronilla e Cabo de Santa Marta (Bacia de Pelotas): uma revisão. Em *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina* (p. 455–468). Compasso Lugar-Cultura. <https://doi.org/10.29327/537860.1-27>

Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Dillenburg, S. R., Watanabe, D. S. Z., Esteves, T., Martins, E. M., & Gruber, N. L. S. (2018). Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management. *Journal of Coastal Research*, 85, 446–450. <https://doi.org/10.2112/SI85-090.1>

Barletta, R. do C., & Calliari, L. J. (2003). An assessment of the atmospheric and wave aspects determining beach morphodynamic characteristics along the central Coast of RS State, Southern Brazil. *Coastal Research*, 300–308.

Bishop-Taylor, R., Nanson, R., Sagar, S., & Lymburner, L. (2021). Mapping Australia's dynamic coastline at mean sea level using three decades of Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 267, 112734. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112734>

Bitencourt, V. J. B. (2019). *Fatores de controle na formação e evolução da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Bitencourt, V. J. B., Dillenburg, S. R., Manzolli, R. P., & Barboza, E. G. (2020). Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *Geomorphology*, 360, 107180. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107180>
- Boak, E. H., & Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Bosboom, J., & Stive, M. J. F. (2022). *Coastal dynamics*. Delf Univ Technol.
- Bose, M. D. A., Figueiredo, S. A., Calliari, L. J., Arigony-Neto, J., Goulart, E. S., Ferreira, J. A. D. C., & Albuquerque, M. D. G. (2020). Os efeitos da elevação do nível do mar e do balanço sedimentar em um hotspot erosivo no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 47(2), e097101. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.108560>
- Buchmann, F. S., & Tomazelli, L. J. (2003). Relict Nearshore Shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and Effects on Nearby Modern Beaches. *Journal of Coastal Research*, 318–322.
- Calliari, L. J., Toldo Jr., E. E., Nicolodi, J. L., Speranski, N., Almeida, L. E. S. B., Lima, S. F., Esteves, L. S., & Martins, L. R. (2006). Rio Grande do Sul: classificação geomorfológica. Em *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. (p. 437–446). Ministério do Meio Ambiente.
- Caron, F. (2014). *ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR, PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL*. Univ Fed Rio Grande do Sul.

- Carvalho, N. D., de Figueiredo, S. A., Goulart, E. S., Cavalcanti, A. M., & de Souza, P. R. S. (2026). A multi-source and multi-scale approach for sea-level rise scenarios: combining in situ data, satellite imagery, and stochastic modeling. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 41. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2026.101946>
- Cecilio, R. O., & Dillenburg, S. R. (2019). An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 88, 101103. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2019.101103>
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., Vriend, H. J., Swift, D. J. P., Kaminsky, G. M., & Capobianco, M. (2003). The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change . *Journal of Coastal Research*, 19(4), 812–827.
- Cowell, P. J., & Thom, B. G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. Em R. W. G. Carter & C. D. Woodroffe (Orgs.), *Coastal Evolution* (p. 33–86). Cambridge University.
- Cowell, P. J., Thom, B. G., Jones, R. A., Everts, C. H., & Simanovic, D. (2006). Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *Journal of Coastal Research*, 221, 232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>
- Cuchiara, D. C., Fernandes, E. H., Strauch, J. C., Winterwerp, J. C., & Calliari, L. J. (2009). Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, 29(3), 545–555. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.025>

- Davidson, M. A., Lewis, R. P., & Turner, I. L. (2010). Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering*, 57(6), 620–629. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.001>
- Davidson, M. A., Splinter, K. D., & Turner, I. L. (2013). A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering*, 73, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002>
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., & Sawakuchi, A. O. (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. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.007>
- Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Hesp, P. A., Clerot, L. C. P., & Zouain, R. N. A. (2009). The Holocene coastal barriers of Rio Grande do Sul. In S. R. Dillenburg & P. A. Hesp (Orgs.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* (Vol. 107, p. 53–91). Springer.
- Dillenburg, S. R., & Hesp, P. A. (2009). *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* (Vol. 107). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., & Tomazelli, L. J. (2000). Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16, 71–81.
- Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J., & Barboza, E. G. (2004). Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, 203(1–2), 43–56. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00330-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00330-X)

- Esteves, L. S., Williams, J. J., & Dillenburg, S. R. (2006). Seasonal and Interannual Influences on the Patterns of Shoreline Changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 225, 1076–1093. <https://doi.org/10.2112/04-0227R.1>
- Fachin, S. (1998). *Caracterização do perfil de equilíbrio da antepraia na costa do Rio Grande do Sul* [Dissertação de Mestrado]. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Figueiredo, S. A. de. (2011). *External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil*. University of Sydney.
- Figueiredo, S. A., Goulart, E. S., & Calliari, L. J. (2020). Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology*, 351, 106935. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>
- Flor-Blanco, G., Alcántara-Carrió, J., Jackson, D. W. T., Flor, G., & Flores-Soriano, C. (2021). Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events. *Geomorphology*, 387, 107767. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107767>
- Forgiarini, A. P. P., Figueiredo, S. A., Calliari, L. J., Goulart, E. S., Marques, W., Trombetta, T. B., Oleinik, P. H., Guimarães, R. C., Arigony-Neto, J., & Cabral Salame, C. (2019). Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 230, 106437. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106437>

- Germani, Y. F., Figueiredo, S. A. de, Calliari, L. J., & Tagliani, C. R. A. (2015). Vulnerabilidade costeira e perda de ambientes devido à elevação do nível do mar no litoral sul do Rio Grande do Sul. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 121–131. <https://doi.org/10.5894/rgci540>
- Gilbert, G. K. (1885). *The topographic features of lake shores*.
- Goulart, E. (2014). *Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praial com múltiplos bancos*. [Doutorado em Oceanologia]. Univ Fed Rio Grande.
- Guisado-Pintado, E., & Jackson, D. W. T. (2019). Coastal Impact From High-Energy Events and the Importance of Concurrent Forcing Parameters: The Cases of Storm Ophelia (2017) and Storm Hector (2018) in NW Ireland. *Frontiers in Earth Science*, 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00190>
- IBGE, I. B. D. G. E. E. (2022). *Censo demográfico 2022*.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- IPCC. (2023). *IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland*. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Johnson, D. W. (1919). *Shore processes and shoreline development*. John Wiley & Sons.

- Karunaratna, H., Brown, J., Chatzirodou, A., Dissanayake, P., & Wisse, P. (2018). Multi-timescale morphological modelling of a dune-fronted sandy beach. *Coastal Engineering*, 136, 161–171. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.03.005>
- Klein, A. H. da F., Prado, M. F. V., Dalinghaus, C., & Camargo, J. M. de. (2016). *Metodologia para quantificação de perigos costeiros*. Biblioteca Cid Ambiental.
- Kron, W. (2013). Coasts: the high-risk areas of the world. *Natural Hazards*, 66(3), 1363–1382. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0215-4>
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., & Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8(1), 6641. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Ma, X., Wang, C., Zhao, C., Ji, M., Zhu, J., Yang, G., & Li, C. (2024). Identification and simulation the response of storm-induced coastal erosion in the China Yellow sea. *Ocean Engineering*, 300, 117394. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.117394>
- Machado, A. A. (2014). *Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul nos últimos 30 anos*. Universidade Federal do Rio Grande.
- Martinho, C. T., Dillenburg, S. R., & 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>

- Mentaschi, L., Voudoukas, M. I., Pekel, J. F., Voukouvalas, E., & Feyen, L. (2018). Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Scientific Reports*, 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>
- Miller, J. K., & Dean, R. G. (2004). A simple new shoreline model. *Coastal Engineering*, 531–556.
- Moller, O. O., Castaing, P., Salomon, J.-C., & Lazure, P. (2001). The Influence of Local and Non-Local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24(2), 297. <https://doi.org/10.2307/1352953>
- Nicholls, R. J., & Cazenave, A. (2010). Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, 328(5985), 1517–1520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>
- Oliveira, E. B., & Barboza, E. G. (2024). Shoreline change assessment at Arroio do Sal (Southern Brazil) using different shoreline extraction methods. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 36, 101303. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2024.101303>
- Oliveira, U. R., Simões, R. S., & Calliari, L. J. (2019). Dunes erosion under an extreme high wave energy event on the central and southern coast of Rio Grande do Sul state, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20(1), 137–158. <https://doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1352>
- Parise, C. K., Calliari, L. J., & Krusche, N. (2009). EXTREME STORM SURGES IN THE SOUTH OF BRAZIL: ATMOSPHERIC CONDITIONS AND SHORE EROSION. Em *BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY* (Vol. 57, Número 3). www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas

- Park, S., & Song, A. (2024). Shoreline Change Analysis with Deep Learning Semantic Segmentation Using Remote Sensing and GIS Data. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 28(2), 928–938. <https://doi.org/10.1007/s12205-023-1604-9>
- Pazini, K. C. (2021). *CARACTERIZAÇÃO DO RISCO COSTEIRO AOS IMPACTOS INDUZIDOS POR MARÉS DE TEMPESTADE NA COSTA CENTRAL DE SANTA CATARINA*. Universidade Federal de Santa Catarina.
- Pereira Koerich, M., & Pereira, P. de S. (2023). Assessing the Impacts of Coastal Engineering Structures on the Coast of Santa Catarina State, Southern Brazil: a geospatial approach. *Ocean & Coastal Management*, 245, 106858. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2023.106858>
- Pereira, P. S., Calliari, L. J., Barletta, R. C., Antiqueira, J., & Guedes, R. M. C. (2007). Variação decadal dos perfis praias do Farol da Conceição e terminal turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. Em *XII Congresso Latino Americano De Ciências Do Mar (COLACMAR)*.
- Price, W. A. (1951). Barrier island, not “offshore bar”. *Science*, 113, 487–488.
- Queiroz, H. A. de A., Gonçalves, R. M., & Mishra, M. (2022). Characterizing global satellite-based indicators for coastal vulnerability to erosion management as exemplified by a regional level analysis from Northeast Brazil. *Science of The Total Environment*, 817, 152849. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152849>
- Romeu, M. A. R., Fontoura, J. A. S., & Melo, E. (2015). Typical Scenarios of Wave Regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 31(1), 61. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00085.1>

- Roy, P. S., Cowell, P. J., Ferland, M. A., & Thom, B. G. (1994). Wave dominated coasts. Em R. W. G. Carter & C. D. Woodroffe (Orgs.), *Morphodynamics* (p. 121–186). Cambridge University Press.
- Saraiva, J. M. B., Bedran, C. R., & Carneiro, C. (2003). Monitoring of storm surges on Cassino Beach, RS, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 323–331.
- Sgandella, J. da S. (2025). *ESTIMATIVAS DE BALANÇO SEDIMENTAR PARA PROJEÇÕES DE LINHA DE COSTA: LITORAL CENTRO-SUL DO RIO GRANDE DO SUL*. Universidade Federal do Rio Grande.
- SGB, S. G. do B. (2006). *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*.
- Shepard, F. P. (1952). Revised nomenclature for depositional coastal features. *Am Assoc Petrol Geol Bull*, 36, 1902–1912.
- Shepard, F. P. (1960). Gulf coastal barriers . Em F. P. Shepard, F. B. Phleger, & T. H. Van Andel (Orgs.), *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico* (p. 197–220). Am Assoc Petrol Geol.
- Siegle, E., & Calliari, L. J. (2008). HIGH-ENERGY EVENTS AND SHORT-TERM CHANGES IN SUPERFICIAL BEACH SEDIMENTS . *Brazilian Journal of Oceanography*, 149–152.
- Simões, R. S., Calliari, L. J., de Figueiredo, S. A., de Oliveira, U. R., & de Almeida, L. P. M. (2022). Coastline dynamics in the extreme south of Brazil and their socio-environmental impacts. *Ocean & Coastal Management*, 230, 106373. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106373>

- Simões, R. S., & Oliveira, U. R. (2020). Monitoramento mensal da linha de costa no Balneário Mostardense - RS entre 2016/2017 utilizando dados de VANT. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 11(1), 1–18.
- Splinter, K. D., Turner, I. L., Davidson, M. A., Barnard, P., Castelle, B., & Oltman-Shay, J. (2014). A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(9), 1936–1958. <https://doi.org/10.1002/2014JF003106>
- Stive, M. J. F., Aarninkhof, S. G. J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J., & Capobianco, M. (2002). Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47(2), 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Sutikno, S., Murakami, K., Handoyo, D. P., & Fauzi, M. (2015). Calibration of Numerical Model for Shoreline Change Prediction Using Satellite Imagery Data. *Makara Journal of Technology*, 19(3), 113. <https://doi.org/10.7454/mst.v19i3.3042>
- Toldo Jr, E. E. (1989). *Os Efeitos do Transporte Sedimentar sobre a Distribuição dos Tamanhos de Grão e Morfodinâmica Lagunar* [Dissertação de Mestrado]. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Tomazelli, L. (1993). O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 20(1), 18. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21278>
- Tomazelli, L. J., & Dillenburg, S. R. (1998). O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. *Geosul*, 14(27), 47–53.

- Tomazelli, L. J., Dillenburg, S. R., & Villwock, J. A. (2000). Late quaternary geological history of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 474–476.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (2000). O CENOZÓICO COSTEIRO DO RIO GRANDE DO SUL. Em M. Holz & L. F. De Ros (Orgs.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (p. 375–406). CIGO/UFRGS.
- Tomazelli, L. J., & Villwock, J. A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 109–115.
- Tomazelli, L. J., Villwock, J. A., Dillenburg, S. R., Bachi, F. A., & Dehnhardt, B. A. (1998). Significance of Present-Day Coastal Erosion and Marine Transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Acad. Bras. Ci*, 221–229.
- Toure, S., Diop, O., Kpalma, K., & Maiga, A. S. (2019). Shoreline Detection using Optical Remote Sensing: A Review. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 8(2), 75. <https://doi.org/10.3390/ijgi8020075>
- Villwock, J. A., & Tomazelli, L. J. (1995). Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Em *Notas Técnicas* (Vol. 8, p. 1–45).
- Villwock, J. A., Tomazelli, L. J., Loss, E. L., Dehnhardt, E. A., Horn, F. N. O., Bachi, B. A., & Dehnhardt, B. A. (1987). Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. Em *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* (1º ed, p. 79–97).

- von Storch, H. (2014). Storm Surges: Phenomena, Forecasting and Scenarios of Change. *Procedia IUTAM*, 10, 356–362. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2014.01.030>
- Vos, K., Harley, M. D., Splinter, K. D., Simmons, J. A., & Turner, I. L. (2019). Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coastal Engineering*, 150, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>
- Vos, K., Splinter, K. D., Harley, M. D., Simmons, J. A., & Turner, I. L. (2019). CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. *Environmental Modelling & Software*, 122, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528>
- Vos, K., Splinter, K. D., Palomar-Vázquez, J., Pardo-Pascual, J. E., Almonacid-Caballer, J., Cabezas-Rabadán, C., Kras, E. C., Luijendijk, A. P., Calkoen, F., Almeida, L. P., Pais, D., Klein, A. H. F., Mao, Y., Harris, D., Castelle, B., Buscombe, D., & Vitousek, S. (2023). Benchmarking satellite-derived shoreline mapping algorithms. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 345. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01001-2>
- Vousdoukas, M. I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T. A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., & Feyen, L. (2020). Sandy coastlines under threat of erosion. *Nature Climate Change*, 10(3), 260–263. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>
- Woodroffe, C. D., & Murray-Wallace, C. V. (2012). Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future. *Quaternary Science Reviews*, 54, 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.009>

Yates, M. L., Guza, R. T., & O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C9). <https://doi.org/10.1029/2009JC005359>

Yates, M. L., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Hansen, J. E., & Barnard, P. L. (2011). Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research*, 116(C4), C04014. <https://doi.org/10.1029/2010JC006681>