

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**O PAPEL DA ANTEPRAIA NA RESPOSTA
COSTEIRA DURANTE A ELEVAÇÃO DO
NÍVEL DO MAR NA BARREIRA REGRESSIVA
DE TORRES A IMBÉ - RS**

YANA FRIEDRICH GERMANI

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

Orientador: *Prof. Dr.* LAURO JÚLIO CALLIARI
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientadora: *Prof. Dra.* SALETTE AMARAL DE FIGUEIREDO
Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Janeiro de 2020

O PAPEL DA ANTEPRAIA NA RESPOSTA COSTEIRA DURANTE A ELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NA BARREIRA REGRESSIVA DE TORRES A IMBÉ - RS

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

por

YANA FRIEDRICH GERMANI

Rio Grande, RS, Brasil

Janeiro de 2020

© 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.

GERMANI, YANA FRIEDRICH

O papel da antepraia na resposta costeira durante a elevação do nível do mar na Barreira Regressiva de Torres a Imbé – RS./ Yana Friedrich Germani. – Rio Grande: FURG, 2020.

98 p.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande.
Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Oceanografia Geológica.

1. Mudanças climáticas. 2. Recuo da linha de costa. 3. RanSTM. I. O papel da antepraia na resposta costeira durante a elevação do nível do mar na Barreira Regressiva de Torres a Imbé – RS.

[ATA DA DEFESA]

Dedico a meu pai (*in memoriam*) e a minha mãe.

“Desistir...eu já pensei seriamente nisso, mas nunca me levei realmente a sério; é que tem mais chão nos meus olhos, do que cansaço nas minhas pernas, mais esperança nos meus passos, do que tristeza nos meus ombros, mais estrada no meu coração, do que medo na minha cabeça”.

Cora Coralina

“Não deixe que a saudade sufoque, que a rotina acomode, que o medo impeça de tentar. Desconfie do destino e acredite em você. Gaste mais horas realizando que sonhando, fazendo que planejando, vivendo que esperando, porque embora quem quase morre esteja vivo, quem quase vive já morreu”.

Sarah Westphal

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus!!

Meu próximo agradecimento será sempre à minha mãe Marlene. Obrigada pelas palavras, gestos de carinho, apoio, força, e acima de tudo, o amor “sem limites”. Te amo de todo o meu coração.

A meu pai Jorge (*in memoriam*). Sei que onde estiveres, estás orgulhoso da tua princesa.

A meu noivo Marcos Paulo. “Cumprida a missão”. Obrigada pelo incentivo, compreensão, e força fundamentais. Agradeço também por não ter deixado a distância esmorecer o que construímos dia a dia juntos. Te amo!!!!

Ao professor Lauro, meu orientador, sempre disposto a ajudar nos momentos decisivos.

À Salette, minha coorientadora. Muito obrigada por fazer parte da minha trajetória acadêmica tão diretamente, e de forma tão determinante. És uma grande amiga, que levarei para a vida toda.

À professora Elaine, por sua colaboração, sobretudo nas questões estatísticas.

A todos os professores e colegas do IO que de alguma forma contribuíram para que eu concluísse minha pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos concedida.

Por fim, agradeço a toda minha família e a todos os que acreditaram que ao final tudo daria certo!

ÍNDICE

Agradecimentos	vii
Lista de Figuras da Dissertação	ix
Lista de Figuras do Periódico	ix
Lista de Tabelas da Dissertação	x
Lista de Tabelas do Periódico	xi
Resumo	xiv
Abstract	xv
Estrutura da Dissertação	1
Capítulo I: Introdução	2
Capítulo II: Objetivos	22
Capítulo III: Material e Métodos	24
Capítulo IV: Artigo Científico	34
Capítulo V: Síntese da Discussão e Conclusões	66
Capítulo VI: Apêndices	69
Capítulo VII: Referências Bibliográficas	73

Lista de Figuras da Dissertação

- Figura 1.** Respostas à elevação do nível do mar: **(a)** transladação da barreira, onde trocas sedimentares com a antepraia ocorrem como leques de sobrelavagem, deltas de maré cheia, ou depósitos de dunas transgressivas; **(b)** e **(c)** truncamento da barreira transicional com o interior mais íngreme; **(d)** *mainland* onde a célula litorânea é fechada para trocas sedimentares com a antepraia. Em detalhe, x , h_0 é o ponto de erosão da duna, a contrapartida da crista da berma de tempestade no recuo da barreira [Cowell *et al.* 2006]. **5**
- Figura 2.** Representação da célula costeira, do trato costeiro e do espaço de acomodação como compartimentos em um sistema de compartilhamento de sedimentos. [Cowell *et al.* 2003b]..... **14**
- Figura 3.** Representação dos sistemas de laguna-barreira do Pleistoceno e Holoceno na costa do RS [após Villwock *et al.* 1986]. **17**
- Figura 4.** Localização da área de estudo..... **19**
- Figura 5.** Praia da Itapeva (Torres). Fonte: A autora. **20**
- Figura 6.** Síntese das simulações realizadas em cada setor da área de estudo, bem como os parâmetros testados em cada uma delas. (BS) = balanço sedimentar; (NMM) = nível do mar; (h_i) = profundidade de fechamento inferior. **32**
- Figura 7.** Fluxograma com as etapas seguidas a partir dos dados obtidos através das simulações com o modelo RanSTM. **33**

Lista de Figuras do Periódico

- Figura 1.** Localização da área de estudo..... **41**
- Figura 2.** Síntese das simulações realizadas em cada setor da área de estudo, bem como os parâmetros testados em cada uma delas. (BS) = balanço sedimentar; (NMM) = nível médio do mar; (h_i) = profundidade de fechamento inferior. **47**
- Figura 3.** Fluxograma com as etapas seguidas a partir dos dados obtidos através das simulações com o modelo RanSTM. **48**
- Figura 4.** Perfis topobatimétricos ajustados..... **50**
- Figura 5.** Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Imbé” para o horizonte de previsão de 2040 **(A)** e 2100 **(B)**. Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”,

batimetria e BS de “Imbé”; Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Imbé” e BS nulo. 52

Figura 6. Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Torres” para o horizonte de previsão de 2040 **(A)** e 2100 **(B)**. Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria e BS de “Torres”; Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Torres” e BS nulo. 54

Figura 7. Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Capão” para o horizonte de previsão de 2040 **(A)** e 2100 **(B)**. Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria e BS de “Capão”; Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Capão” e BS nulo. 55

Figura 8. Curvas de probabilidade de excedência para o horizonte de previsão de 2040 **(A)** e 2100 **(B)** para os setores “Torres”, “Capão” e “Imbé”, resultados de simulações com topografia fixa de “Torres” e BS nulo. Linha traço-pontilhada: simulação para o setor “Imbé” com profundidade de fechamento inferior (*hi*) mais rasa. 58

Figura 9. Representação gráfica do teste Kruskal – Wallis (KW), com todas as amostras estatisticamente distintas. 61

Figura 10. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Imbé”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual. 62

Figura 11. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Torres”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual. 63

Figura 12. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Capão”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual. 64

Lista de Tabelas da Dissertação

Tabela 1. Parâmetros utilizados para o cálculo das profundidades de fechamento superior (*hc*) e inferior (*hi*). 27

Tabela 2. Volumes sedimentares em m³/m utilizados como entrada no modelo RanSTM, para os três setores da área de estudo. 30

Tabela 3. Dados de nível do mar regionais utilizados nas simulações de projeção da linha de costa para os anos de 2040 e 2100, entre os setores “Torres” e “Imbé” - RS [Jackson & Jevrejeva 2016]. 31

Lista de Tabelas do Periódico

- Tabela 1.** Parâmetros utilizados para o cálculo das profundidades de fechamento superior (*hc*) e inferior (*hi*). **43**
- Tabela 2.** Volumes sedimentares, em m³/m, utilizados como entrada no modelo RanSTM, para os três setores da área de estudo..... **46**
- Tabela 3.** Dados de nível do mar regionais, em metros, utilizados nas simulações de projeção da linha de costa para os anos de 2040 e 2100, entre os setores “Torres” e “Imbé” - RS [Jackson & Jevrejeva 2016]...... **46**
- Tabela 4.** Valores de declividades, em graus, do perfil batimétrico. US = Upper Shoreface; LS = Lower Shoreface..... **50**
- Tabela 5.** Valores médios de recuo da linha de costa, em metros, para cada simulação realizada. (BS) = Balanço sedimentar..... **51**
- Tabela 6.** Percentual de influência dos parâmetros: topografia, balanço sedimentar e batimetria nos valores médios de recuo da linha de costa. **51**

Lista de Acrônimos, Símbolos e Abreviações

A

A_c - parâmetro dimensional da antepraia superior

A_i - parâmetro dimensional da antepraia inferior

B

BS - balanço sedimentar

BSMP - Bacia Sedimentar Marítima de Pelotas

BW - largura da barreira (m)

C

c - parâmetro controlador do comprimento da zona de transição

C_p - taxa do deslocamento horizontal do perfil (m/ano)

D

d - parâmetro controlador da forma da zona de transição

D_{50} - mediana do tamanho de grão

DGPS - Differential Global Positioning System

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação

G

g - aceleração devido à gravidade

GPS - Global Positioning System

H

h - profundidade para mar aberto (m)

h_c - profundidade de fechamento da antepraia superior (m)

h_d - altura do cordão de dunas frontais (m)

h_i - profundidade de fechamento da antepraia inferior (m)

\bar{H}_{sig} - média anual da altura significativa de onda (m)

I

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

L

LIDAR - Light Detection And Ranging

LS - Lower Shoreface

M

m_c - expoente adimensional da antepraia superior

m_i - expoente adimensional da antepraia inferior

MDT - Modelo Digital do Terreno

MSL - Mean Sea Level

N

NM - Nível do mar

NMM - Nível médio do mar

R

RanSTM - Random Shoreface Translation Model

RCP - Representative Concentration Pathway

S

STM - Shoreface Translation Model

SW - largura da antepraia superior (m)

T

TMP - Transgressão Marinha Pós-Glacial

TRS - espessura total dos sedimentos regressivos (m)

\bar{T}_{sig} - média anual do período significativo de onda (s)

U

US - Upper shoreface

V

V - volume sedimentar (m³/m/ano)

V_r - taxa total de fornecimento de sedimentos (m³/m/ano)

W

W - função zona de transição

W_c - extensão da zona de transição (m)

X

x - distância para mar aberto (m)

Letras Gregas

σ - desvio padrão

λ - extensão da antepraia superior (m)

λ^* - extensão total da antepraia

Resumo

A zona costeira é uma região muito dinâmica, a qual busca constantemente atingir um estado de equilíbrio em função das variações ocorridas nas forçantes externas em diferentes escalas temporais e espaciais. Em pequena e média escala, ondas e correntes atuam sobre o transporte sedimentar. Em larga escala, o comportamento do nível médio do mar (NMM) torna-se relevante. Nos últimos 5,5 ka o NMM apresentou comportamento considerado aproximadamente estável, quando a evolução e diferenciação longitudinal das barreiras costeiras no Rio Grande do Sul (RS) ocorreu em função das variações da declividade do substrato e aporte sedimentar. Recentemente, devido às mudanças climáticas, o nível do mar tem aumentado rapidamente, fazendo com que a costa recue em diversas localidades ao redor do mundo. Neste contexto, o presente trabalho visa analisar a influência das variações na morfologia do substrato entre três setores costeiros adjacentes (Torres-Capão da Canoa-Imbé), na resposta durante à elevação acelerada do NMM em médio e longo prazos, previstos para as próximas décadas. Sendo assim, foram projetadas linhas de costa futuras para diferentes horizontes temporais, a partir de cenários de elevação projetados. O modelo *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM) foi utilizado para simular a resposta costeira durante variações no nível do mar e/ou balanço sedimentar. Diferenças significativas nas taxas de recuo ou acreção da linha de costa foram investigadas em função das variações na morfologia da antepraia e do balanço sedimentar. Os setores apresentaram diferentes taxas de recuo médio da linha de costa, influenciadas primeiramente pelas variações batimétricas, seguidas pelas variações no balanço sedimentar. A influência das variações topográficas no campo de dunas e adjacências no recuo foi irrelevante. O setor “Capão”, com maior declividade na antepraia ($0,154^\circ$) apresentou os menores valores de recuo (4,7 m e 38,3 m para 2040 e 2100), enquanto o setor “Imbé”, com a menor declividade na antepraia ($0,110^\circ$) apresentou os maiores valores de recuo (26,6 m e 134,4 m para 2040 e 2100). Ainda, ao padronizar-se o comprimento do perfil no setor “Imbé”, obteve-se cerca de 30% de diminuição nas taxas de recuo da linha de costa, para médio e longo prazos. Os resultados obtidos demonstram a forte influência das variações na morfologia do perfil da

antepraia em situação de elevação rápida do NMM, de maneira semelhante à que influenciou o comportamento da costa no início do Holoceno.

Palavras-chave: mudanças climáticas, recuo da linha de costa, RanSTM.

Abstract

The coastal zone is a very dynamic system which constantly seeks to reach a state of equilibrium due to variations in external forcings at different temporal and spatial scales. In small and medium scale, waves and currents act on sedimentary transport. On a large scale, the role of mean sea level (MSL) behavior becomes relevant. In the last 5,5 ka, the mean sea level (MSL) presented an approximately stable behavior, when the evolution and longitudinal differentiation of the coastal barriers in Rio Grande do Sul (RS) occurred due to the variations of the substrate slope and sedimentary budget. Recently, due to climate change, sea level has been rising quickly causing coastline to recede in several places around the world. In this context, the present work aims to analyze the influence of variations in substrate morphology between three adjacent coastal sectors (Torres-Capão da Canoa-Imbé), in response to accelerated MSL over the medium and long term time scales forecasted for the next decades. Thus, future shorelines were projected for different time horizons from projected elevation scenarios. The model Random Shoreface Translation Model (RanSTM) was used to simulate the coastal response during variations in sea level and/or sedimentary budget. Significant differences in shoreline recession or accretion rates were investigated as a function of variations in the shoreface morphology and sedimentary budget along three sectors at Torres, Capão da Canoa e Imbé embayment in Rio Grande do Sul State, Brazil. The sectors presented different shoreline recession rates, primarily influenced by bathymetric changes, followed by variations in sedimentary budget. The influence of topographic variations on the dune field and adjacencies in the recession were irrelevant. The sector “Capão” with the steeper shoreface slope ($0,154^\circ$) presented smallest recession values (4,7 m and 38,3 m to 2040 and 2100), whereas the sector “Imbé” with the lowest slope in the shoreface ($0,110^\circ$) presented highest recession values (26,6 m and 134,4 m to 2040 and 2100). By standardizing the profile length of

the “Imbé” sector, a decrease of around 30% in the recession values was obtained, for the medium and long term. The obtained results show that variations in the shoreface profile morphology, strongly influence coastal response under accelerated rates of sea level rise, in a similar manner it has influenced shoreline behavior over the Holocene.

Keywords: climate changes, shoreline recession, RanSTM.

Estrutura da Dissertação

O presente documento é composto de sete capítulos. No capítulo I é apresentada uma breve introdução sobre a evolução das barreiras costeiras em situação de estabilidade do NMM, sobretudo no Rio Grande do Sul; como o sistema barreira/antepraia responde à elevação do NMM no atual contexto de mudanças climáticas; e como quantificar a resposta da linha de costa frente a essa elevação. No capítulo II, são descritos os objetivos a serem alcançados no decorrer da pesquisa. No capítulo III é detalhada a metodologia utilizada. No capítulo IV, são apresentados os resultados e discussão, em forma de artigo. As conclusões são apresentadas no capítulo V. O capítulo VI consta do material suplementar apresentado em forma de apêndices. Ao término do documento, no capítulo VII, são apresentadas as referências bibliográficas utilizadas na elaboração do artigo e da dissertação.

Capítulo I: Introdução

1.1. Introdução

Regiões costeiras de todo o mundo, com destaque para o leste da América do Norte, Holanda, sudeste da Austrália, e leste do Brasil têm a evolução de suas barreiras costeiras intimamente ligadas às oscilações do NMM [Dillenburg *et al.* 2006], cada uma respondendo de maneira peculiar à dinâmica local. Tais oscilações, associadas com os ciclos glacio-eustáticos têm sido responsáveis pelas alterações na configuração da linha de costa, incluindo a progradação e retrogradação costeiras, em condições de recuo, estabilidade e subida do NMM [Roy *et al.* 1994]. Segundo Zhang *et al.* [2004], existe uma forte associação entre a erosão em longo prazo das praias arenosas e essa elevação.

No entanto, além das taxas de mudança do NMM, a tipologia das barreiras, bem como sua evolução em uma costa dominada por ondas, a exemplo do Rio Grande do Sul (RS), é vista como uma resposta complexa às mudanças: na declividade da plataforma interna; no balanço sedimentar *vs.* espaço de acomodação; na energia das ondas *vs.* amplitude das marés [Roy *et al.* 1994; Dillenburg *et al.* 2000]. Segundo Cowell & Kinsela [2018], barreiras existem em um *continuum* de formas, que são fundamentalmente governadas por processos que moldam a antepraia para determinar o envelope disponível para acomodação de sedimentos. Em particular, a evolução em longo prazo da antepraia, indica não apenas uma morfologia que varia com o tempo, mas também há uma resposta defasada à mudança ambiental. Tais modificações morfológicas tem implicações para a evolução da barreira, e vice-versa, já que a topografia antecedente é determinante nos passos seguintes da sequência evolutiva (Herança Markoviana) [Cowell & Thom 1994].

Nesse contexto, e considerando que o regime de marés influencia muito pouco a costa do RS, quando comparado à incidência de ondas; que não houve um cenário neotectônico para formar um expressivo espaço de acomodação; e que o NMM manteve-se quase estável nos últimos 5 ka, bem como o regime de ondas [Dillenburg *et al.* 2000; Martinho *et al.* 2009], entende-se que as modificações na tipologia evolutiva das barreiras no RS ocorreu em função das variações da declividade do substrato e da relação com o aporte sedimentar, e que características geológicas herdadas regionalmente, como a declividade, influenciou a resposta costeira em condição de estabilidade do NMM [Roy *et al.* 1994; Dillenburg *et al.* 2000].

Porém, o aumento da emissão dos gases do efeito estufa tem causado alterações significativas no clima global, e uma das consequências mais notórias é o aquecimento

do planeta. Por conseguinte, o NMM está aumentando [IPCC 2001, 2007; Church *et al.* 2013; Nicholls *et al.* 2014], inicialmente como resultado da expansão térmica e atualmente em função do derretimento das geleiras e calotas polares. No futuro, portanto, os impactos das mudanças climáticas na zona costeira podem ser esperados não só devido à elevação no NMM, como também à intensificação das tempestades, causando variações no clima de ondas e balanço sedimentar [IPCC 2001, 2007; Reguero *et al.* 2019]. As projeções de elevação do nível do mar estão sujeitas a incertezas que surgem, sobretudo, a partir de três fontes: incerteza sobre a própria mudança climática; incerteza sobre seu efeito no NMM e climas de ondas; e incerteza no processo da modelagem de respostas das barreiras em escalas de tempo relevantes para as mudanças climáticas (décadas e além) [Cowell *et al.* 2006].

Nesse sentido, sabendo-se que o manejo costeiro requer um entendimento da evolução da barreira/antepraia em larga escala, a fim de prever o comportamento da linha de costa, a abordagem mais comum utilizada até agora para modelar essa evolução envolve conceitos de transladação da antepraia em resposta ao aumento do NMM de acordo com a regra de Bruun generalizada [Dean & Maurmeyer 1983; Cowell *et al.* 2006] (Fig. 1) e/ou fornecimento ou perda de sedimentos [Bruun 1962, 1988; Curray 1964; Niedoroda *et al.* 1985]. Desse modo, em larga escala temporal, objetiva-se quantificar as respostas da antepraia às mudanças do NMM, porém, observações das variações batimétricas dessa região são raras [Cowell & Kinsela 2018]. Portanto, segundo os autores, pouco se conhece acerca das respostas morfológicas da maioria das antepraias, além do que pode ser obtido a partir da geometria moderna e da distribuição de sedimentos.

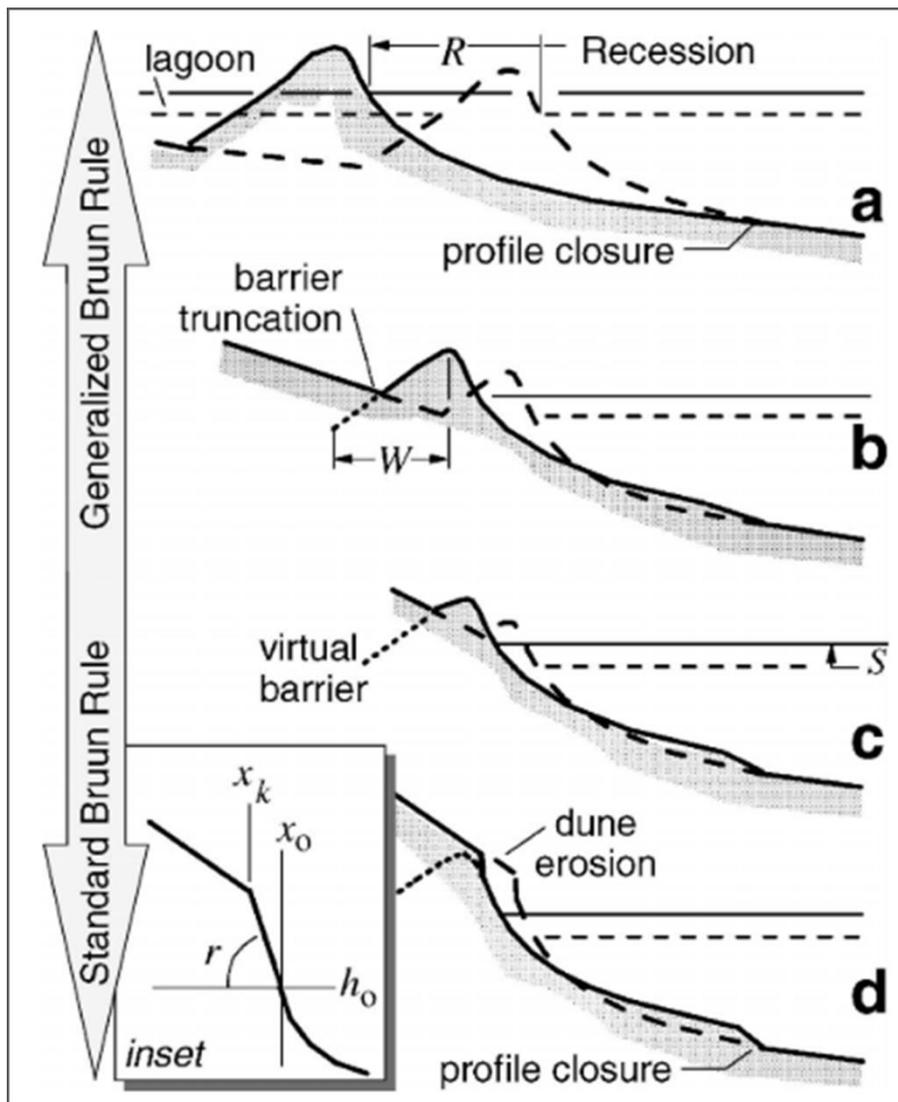


Figura 1. Respostas à elevação do nível do mar: **(a)** transladação da barreira, onde trocas sedimentares com a antepraia ocorrem como leques de sobrelavagem, deltas de maré cheia, ou depósitos de dunas transgressivas; **(b e c)** truncamento da barreira transicional com o interior mais íngreme; **(d)** *mainland* onde a célula litorânea é fechada para trocas sedimentares com a antepraia. Em detalhe, x , h_0 é o ponto de erosão da duna, a contrapartida da crista da bermas de tempestade no recuo da barreira [Cowell *et al.* 2006].

Esforços mais recentes para entender e prever a relação entre os processos de transporte sedimentar e forma da antepraia envolveram a aplicação de modelos para prever o transporte dirigido por ondas [Aagaard & Sorensen 2012; Ortiz & Ashton 2016] e empiricamente, modelos de transporte de sedimentos derivados da antepraia.

Alguns modelos morfodinâmicos, no entanto, fornecem um meio de explorar a evolução da barreira/antepraia nas escalas de tempo de interesse (intermediária a longa), ainda que com um entendimento incompleto dos processos de transporte sedimentar da região. Esses modelos descrevem a resposta morfológica a mudanças nas condições de

contorno, sem simular a física do transporte de sedimentos na antepraia [Cowell *et al.* 1995].

Nesse sentido, a fim de projetar as linhas de costa futuras da região que se estende de Torres a Imbé-RS, e com o intuito de ponderar a incerteza associada, foi utilizado o modelo *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM) [Cowell *et al.* 2006], modelo morfológico-comportamental, que simula a resposta costeira baseado na interação entre morfologia e processos, com a possibilidade de que o material seja transferido para regiões submersas como a antepraia, que cresce.

O modelo estocástico RanSTM foi projetado a partir do modelo determinístico *Shoreface Translation Model* (STM), de modo a admitir a incerteza associada às previsões de mudança de linha de costa em longo prazo. Ambos os modelos objetivam simular, durante uma progressiva mudança do NMM, a transladação vertical e horizontal de corpos arenosos costeiros sobre um substrato pré-existente, o qual sofre retrabalhamento como consequência. Isso produz mudanças na posição da linha de costa, bem como reconfigura a morfologia e estratigrafia do pós-praia e plataforma continental interna [Cowell *et al.* 1992].

No entanto, a incerteza nos resultados da modelagem com o RanSTM existe devido a dúvidas sobre os valores precisos, ou mesmo aproximados, das variáveis de entrada: parâmetros geométricos e forçantes externas (mudança do NMM e o balanço de sedimentos). Porém, tal incerteza pode ser quantificada expressando valores dos parâmetros de entrada como distribuições de probabilidade, as quais, nas simulações estocásticas, são amostradas para se obter valores para cada uma das variáveis de entrada [Cowell *et al.* 2006]. Segundo os autores, esses valores são usados para executar o modelo e, assim, calcular a alteração morfológica e as variáveis de saída associadas, como a distância de recuo. O resultado difere das soluções determinísticas, dependendo dos valores amostrados. Se o modelo for executado repetidamente, cada vez que for utilizado um conjunto diferente de variáveis, cada variável de saída poderá ser agregada em uma distribuição de probabilidade de distância de recuo.

Inicialmente, o modelo STM foi utilizado por Cowell *et al.* [1995] em experimentos de simulação sobre mudanças em depósitos arenosos no sudeste da costa e plataforma continental australiana (Tuncurry), durante a Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP). Anos mais tarde, também para a costa da Austrália, o RanSTM foi utilizado por Kinsela [2007] a fim de avaliar as contribuições relativas das dunas e da morfologia da antepraia à variação geográfica na resposta da costa de New South Wales

às mudanças climáticas. A variação em escala local também foi examinada entre os reservatórios Lake Macquarie e Tuggerah (Costa Central), comparados com Manly Beach (Sydney) e Ten Mile Beach (Costa Norte) para investigar a variação em escala regional.

Tortora *et al.* [2009] realizaram um estudo experimental com o modelo STM na costa da Itália a fim de verificar a migração de sistemas costeiros durante a transgressão marinha. No Brasil, o mesmo modelo foi aplicado por Dillenburg *et al.* [2000] no litoral do RS, de modo a reproduzir a configuração costeira no máximo da TMP modelando a evolução da costa durante os últimos 9 ka, usando como substrato a morfologia geral atual da plataforma continental. Figueiredo [2011], também no RS, aplicou o RanSTM para avaliar os efeitos do aumento do NMM ao longo das próximas décadas a séculos, em setores morfodinamicamente diferentes ao longo da costa.

Outros modelos, no entanto, foram utilizados para simular o comportamento da linha de costa. Exemplos são o BARSIM (modelo morfodinâmico-comportamental), utilizado na costa sudeste da Austrália (Cowell and Kinsela, 2018) e o UNIBEST-CL aplicado no sudoeste de Washington e noroeste de Oregon – USA [Ruggiero *et al.* 2010]. Análogo ao que foi realizado no presente trabalho com o modelo RanSTM para a região entre Torres e Imbé, em que se quantificou, por meio de simulações com parâmetro (s) fixo (s), a influência individual das variações de batimetria e do balanço sedimentar no recuo da linha de costa em três setores da área de estudo, testes similares foram realizados também para a Austrália, de modo a explorar a resposta morfológica da antepraia às taxas de mudança do NMM experimentadas durante o final do Quaternário, e projetadas em resposta às mudanças climáticas atuais. Cowell & Kinsela [2018] fixaram um ou mais parâmetros para testar a influência do parâmetro de interesse. Posto isso, e visto que a morfologia da antepraia evolui através de interações entre as funções de erosão e deposição, tanto o BARSIM como o RanSTM são adequados para avaliar as respostas morfológicas dessa região frente a alterações no NMM.

Nesse contexto, a hipótese do presente trabalho é que, assim como no passado, em situação de subida do NMM [Dillenburg *et al.* 2000; Travessas *et al.* 2005], é muito provável que no futuro, perante situação semelhante de elevação rápida, cada um dos setores da área de estudo também se comporte de forma diferenciada em função da variação da morfologia do substrato. Assim, espera-se que mesmo dentro da reentrância costeira progradante, que se estende de Torres à Imbé, irão existir variações na evolução

da linha de costa/barreira em longo prazo, corroborando com o que fora constatado em trabalhos pretéritos, de que mudanças sutis na declividade da antepraia/plataforma interna, na ordem de alguns minutos de grau, podem resultar em diferentes taxas de transladação da barreira, podendo alterar e até mesmo inverter condições da acreção à erosão e vice-versa, estabelecidas em condições de estabilidade do NMM (5 ka até o presente) [Dillenburg *et al.* 2000].

1.2. Referencial Teórico

O nível do mar

Regiões costeiras ao redor do mundo apresentam-se cada vez mais vulneráveis à erosão em função da elevação acelerada do NMM. Sobretudo a costa do RS, por suas características geológicas e morfodinâmicas intrínsecas, caracterizada por uma planície costeira de baixa declividade, com alto grau de exposição à dinâmica oceânica.

De acordo com a curva do NMM Holocênica proposta por Angulo *et al.* [2006] para o litoral sul de Santa Catarina, área adjacente à estudada no presente trabalho, estimou-se que o NMM atingiu 2-5 m acima da posição atual durante o máximo da TMP, ocorrida, aproximadamente, entre 5 ka e 5,8 ka. A taxa de queda posterior é considerada relativamente baixa (0,04 cm/ano), sobretudo quando comparada às taxas de 1,2 cm/ano de elevação observadas entre 17,5 ka a 6,5 ka, após o último período glacial no Pleistoceno [Corrêa 1996]. Baseado nestes dados, o comportamento do NMM pode ser considerado estável ou quase estável nos últimos 5 ka, sendo a evolução das barreiras costeiras da área de estudo, dominada por parâmetros preponderantes às alterações do NMM.

A declividade da plataforma interna, por exemplo, parece ser um parâmetro muito sensível, senão o mais, pois alterações no fornecimento de areia para a costa, que surgem principalmente devido às variações locais nas taxas de transporte litorâneo, se tornam menos importantes quando o NMM muda rapidamente [Roy *et al.* 1994] tornando-se mais relevantes quando as taxas de oscilação do NM são mais lentas. Somado a isso, segundo os autores, a topografia geologicamente herdada, mais especificamente a inclinação do substrato, também exerce controle sobre o espaço de acomodação e, mesmo sob um fornecimento semelhante de sedimentos, pode produzir diferentes geometrias costeiras e estratigrafias. De acordo com Dillenburg *et al.* [2000],

durante uma transgressão marinha, a taxa de transladação da antepraia é simplesmente função da declividade do substrato e da velocidade com que o NMM está subindo, se o regime de ondas e o balanço sedimentar são mantidos aproximadamente constantes.

No que se refere ao balanço de sedimentos, em costas fortemente influenciadas por ondas, como no caso do RS, a configuração costeira é dita como “dominada por acomodação”, em que as bacias que recebem sedimentos são volumetricamente grandes, comparadas com a taxa na qual os sedimentos são fornecidos a elas [Swift & Thorne 1991]. Nota-se, portanto, que o balanço sedimentar e o espaço de acomodação são parâmetros diretamente vinculados no que se refere à evolução das barreiras costeiras.

Em largas escalas espaço-temporais, quando a agregação de processos torna-se mais relevante que eventos individuais [Cowell *et al.* 2003b], e segundo Sloss [1962], os controles na deposição costeira são sumarizados pelas variáveis Sloss, que incluem: espaço de acomodação acessível para deposição, balanço sedimentar (taxa e composição), e intensidade do transporte de sedimento [Cowell *et al.* 2003a]. A variação no espaço de acomodação ocorre devido a mudanças no nível relativo do mar; a composição e as taxas de balanço sedimentar dependem de fontes e sumidouros litorâneos para fora do setor; e a intensidade do transporte de sedimentos governa mecanismos de dispersão de sedimentos dentro do setor, afetando, conseqüentemente, o balanço sedimentar [Cowell *et al.* 2003a].

Considerando a dinâmica de ondas e marés, e visto que a segunda possui pouca representatividade na costa do RS, Dillenburg *et al.* [2003], estabeleceram uma hipótese de que gradientes de energia de ondas ao longo da costa do RS seriam um importante fator na evolução da barreira do Holoceno, especialmente porque o nível relativo do mar tem sido praticamente estável nos últimos 5 ka. Nesse contexto, Toldo Jr. *et al.* [2006] propuseram que o comportamento de curto prazo do litoral do RS (últimas três décadas) é controlado pelas variações do fluxo de energia de ondas ao longo da costa, ou seja, pelas variações nas taxas de transporte de sedimentos.

Martinho *et al.* [2009], ademais, confirmou as hipóteses de Dillenburg *et al.* [2003] e Toldo Jr. *et al.* [2006], e ainda verificou como o transporte de sedimentos ao longo da costa pode variar, conforme a orientação da mesma muda, e se essa variação poderia influenciar a evolução da barreira do Holoceno em longo prazo, assumindo que as condições atuais eram similares no passado. Martinho *et al.* [2009] concluíram, portanto, que as diferenças no balanço sedimentar ao longo do litoral do RS são determinadas por componentes do transporte ao longo e perpendicular à costa. Esses

transportes são impulsionados pela deriva litorânea e pela transferência de areia dentro da antepraia, e entre a plataforma interna e a antepraia, respectivamente. Portanto, a energia das ondas e o transporte ao longo da costa demonstraram desempenhar um papel importante na evolução Holocênica dos sistemas de barreira no RS, sob uma condição de estabilidade do NMM.

Sabe-se, no entanto, que o nível eustático dos oceanos está em elevação, e a expansão térmica possui a maior contribuição na elevação do NMM [Rahmstorf *et al.* 2007], respondendo por cerca de 30 a 55% nas projeções para 2081-2100, seguida pelo derretimento das geleiras, com 15 a 35% dos valores projetados [Church *et al.* 2013]. Com base nos dados de marégrafos, a taxa de aumento do NMM global durante o século XX esteve na faixa de 1,0 a 2,0 mm/ano, com um valor central de 1,5 mm/ano, e a taxa média obtida foi maior durante o século XX do que no século XIX [Church *et al.* 2001]. Corroborando com as informações obtidas, Church *et al.* [2013] reuniu dados de elevação do NMM projetados para 2100, a partir de quatro Relatórios de Avaliação do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), os quais constataram que no século XXI a taxa de aumento projetada será mais rápida do que durante o século XX, que o nível continuará a elevar-se mesmo após as emissões dos gases do efeito estufa serem reduzidas [Church *et al.* 2001], e que o NMM não aumentará uniformemente em todo o mundo.

Considerando o pior cenário de emissões, informado pelo *Representative Concentration Pathway 8.5* (RCP 8.5), o qual se baseia no acréscimo de emissões de gases estufa em relação aos níveis pré-industriais, o aquecimento de 2°C (atingido em 2041) levará a uma elevação global média dos oceanos de 22 cm, a uma taxa de 6 mm/ano, porém, mais de 90% das áreas costeiras sofrerão maiores aumentos [Jevrejeva *et al.* 2016]. O mesmo estudo prevê um aumento de 5°C para o ano de 2100, com uma elevação média de 86 cm, a uma taxa de 14 mm/ano, com 80% das regiões costeiras excedendo o limite superior de 1,8 m (5% de probabilidade) de elevação global média do NMM. Porém, projeções anteriores apresentadas por Church *et al.* [2013] mostraram que, para 2100 o valor médio de elevação do NMM, considerando o pior cenário de emissões, será de 74 cm, com uma taxa de elevação média de 11 mm/ano entre 2080-2100.

No entanto, projeções mais pessimistas [Rahmstorf 2007] sugerem que uma elevação do NMM de 1,4 m para o ano de 2100 não será improvável, pois tudo que um aumento de mais de 1 m até 2100 exigiria é que a relação linear da taxa de subida do

NMM e temperatura, que foi considerada válida no século XX, permaneçam durante o século XXI. Nesse contexto de elevação acelerada do NMM, e considerando que seu comportamento não é homogêneo ao redor do globo, infere-se que há influência de padrões locais não uniformes nas taxas de elevação. É importante ressaltar, portanto, que esse comportamento é causado por mudanças relativas, que são compostas pela soma das tendências globais, regionais e locais, relacionadas à mudança nos níveis do oceano e da porção terrestre adjacente, as quais podem ser significativas [Nicholls *et al.* 2014].

Conforme observado por Church *et al.* [2013], posteriormente Jackson & Jevrejeva [2016]; Jevrejeva *et al.* [2016] também descreveram um forte padrão regional de mudança no NMM para o século XXI e além, com algumas regiões experimentando desvios significativos da mudança do nível local e regional em relação à mudança global média. Por serem altamente não uniformes espacialmente, as taxas das variações em algumas regiões são até várias vezes maiores do que a média global, enquanto em outras regiões o NMM está caindo [IPCC 2007].

No entanto, há muito se sabe que, na ausência de outros mecanismos compensatórios, qualquer aumento no NMM geralmente resultará no recuo de costas desprotegidas [Bruun 1962]. O método mais comumente utilizado para quantificar o recuo devido à elevação do NMM nas zonas costeiras é o princípio de conservação de massa conhecido como Regra de Bruun, que prevê um deslocamento do perfil em direção ao continente, em resposta a uma elevação do NMM [Stive *et al.* 2009]. Segundo os autores, embora provavelmente conceitualmente correta, a regra de Bruun trata apenas de um efeito potencialmente importante de uma série de efeitos, e assegura que, quantificar o impacto do NMM em dunas e barreiras costeiras é menos direto, pois a resposta dessas regiões a uma elevação é uma questão morfodinâmica complexa.

Desse modo, não havendo outras fontes ou sumidouros de sedimentos, ou se nenhum outro transporte perpendicular e ao longo da costa prevalecer, o efeito de Bruun (recuo costeiro devido somente à elevação eustática do NMM) será o único efeito atuante. Porém, esta situação idealizada é a exceção e não a regra [Stive *et al.* 2009], e geralmente há outros processos além do efeito proposto por Bruun atuando no recuo costeiro.

Isso se torna evidente quando se observa inúmeros sistemas costeiros, os quais se mostram acrescidos ao longo do Holoceno, embora o NMM esteja subindo. Exemplos são a costa sudeste da Austrália [Cowell *et al.* 2001], costas complexas do

noroeste de Washington-US e costa Holandesa [Cowell *et al.* 1995], e parte da costa do Rio Grande do Sul-Brasil [Dillenburg *et al.* 2006]. Isto implica que o processo que pode anular ou minimizar o efeito de Bruun, que resulta geralmente em erosão costeira, e consequente avanço do litoral é classificado como “disponibilidade sedimentar” [Stive *et al.* 2009].

Para Curray [1964], o processo de migração lateral da linha de costa é justamente o resultado do balanço entre a direção e taxa de mudança do NMM, e da taxa de deposição sedimentar. Posteriormente, Cowell *et al.* [2003a], de posse dos conceitos de transgressão e regressão costeiras, devido à elevação e queda do NMM, respectivamente, com tendências correspondentes à retrogradação e progradação, devido a perdas e ganhos sedimentares através dos gradientes de transporte ao longo da costa, quantificou tais conceitos e os relacionou com a Regra de Bruun, quando o balanço sedimentar da antepraia superior é considerado.

Torna-se claro, portanto, que mudanças nas taxas de elevação do NMM, não apenas controlam a resposta da antepraia, como também influenciam na quantidade de trabalho que as ondas terão na praia e antepraia [Pilkey *et al.* 1993], influenciando o balanço sedimentar. Nesse sentido, para Roy *et al.* [1994], os ciclos das mudanças do NMM são amplamente acompanhados por ajustes sedimentares e nos perfis da antepraia que seguem um estado de equilíbrio dinâmico.

A antepraia

Entende-se como perfil da antepraia a forma que resultaria se alguém pudesse cortar uma fatia vertical dessa região e olhá-la de lado [Dean & Dalrymple 2004]. Essa região representa a parte superior da plataforma continental influenciada por processos contemporâneos de ondas e estende-se a partir do limite do *runup* das ondas até a profundidade limite de transporte sedimentar pelas mesmas [Cowell *et al.* 1999]. Para Dean [1977, 1991], portanto, a geometria simples dos perfis da antepraia, apresenta feições proeminentes: (1) tendem a ser côncavos para cima; (2) menores e maiores diâmetros de areia são associados com declives mais suaves e mais íngremes, respectivamente; (3) a face da praia é aproximadamente plana; (4) ondas íngremes resultam em declives suaves e tendência de formação de bancos.

Porém, os perfis de antepraia são frequentemente mais complexos que uma forma côncava simples [Dean 1991; Niedoroda & Swift 1991]. Desse modo, Inman *et*

al. [1993]; Stive & De Vriend [1995]; Cowell *et al.* [1999] reconheceram a necessidade de representar em muitos lugares esses perfis mais realisticamente, como possuindo uma forma composta. Esta consiste em dois elementos côncavos para cima, separados por uma inflexão convexa, a qual ocorre na antepraia superior em direção à zona de surf.

Para Stive & De Vriend [1995], a esquematização mais simples a se fazer do perfil da antepraia composta é dividi-la em face da duna, antepraia superior, zona de transição ou antepraia média, e antepraia inferior. O perfil da antepraia como um todo é considerado "ativo" em uma grande escala de tempo (décadas ou mais), mas a resposta do perfil dinâmico ocorre em diferentes escalas temporais. Enquanto a antepraia superior ou "zona ativa", responde prontamente às alterações nas condições externas, em escalas anuais, a antepraia inferior requer muito mais tempo para dirigir-se ao equilíbrio [Figueiredo 2011]. Ainda, admite-se que a zona de transição (antepraia média) adapte-se às mudanças impostas pelo comportamento da antepraia superior e inferior, sendo o final da antepraia superior uma escolha apropriada para a transição entre essa zona e a antepraia média. Por outro lado, a localização entre o final da zona de transição e a antepraia inferior é incerta [Stive & De Vriend 1995].

Segundo os autores, na antepraia inferior as mudanças morfodinâmicas são tão lentas que em um curto período (sub-decadal) não existem alterações significativas. Portanto, os períodos intermediários (décadas a alguns séculos), de maior relevância para a gestão costeira, requerem a inclusão da antepraia inferior, bem como a interação entre os ambientes da antepraia e pós-praia, [Cowell *et al.* 2003b], para fins de previsão e controle da linha de costa.

Dessa forma, considera-se a antepraia como componente imprescindível na estimativa da resposta de manejo e no controle do comportamento costeiro em larga escala [Cowell *et al.* 1999, 2003b], visto que a partir da integração dos conceitos dessa região costeira em procedimentos de modelagem, é possível avaliar efeitos como aumento do NMM, erosão e acreção costeira e mudanças na linha de costa [Bruun, 1962; Dean 1977, 1991; Cowell *et al.* 1995, 2003a].

Baseado na importância da antepraia para o gerenciamento costeiro, e nas referidas interações entre as diferentes zonas litorâneas, o modelo de projeção de linha de costa utilizado no presente trabalho baseia-se no trato costeiro (*coastal tract*). Este refere-se a um termo genérico, o qual representa a sequência de unidades morfológicas, mutuamente dependentes nas margens continentais, e fornece um meio de agregar

processos para modelar o comportamento e as trocas costeiras em larga escala. Além disso, a homogeneidade morfodinâmica ao longo da costa é outra suposição fundamental ao definir um trato costeiro [Cowell *et al.* 2003b].

A célula costeira, por outro lado, define a extensão do trato costeiro ao longo da costa, e seus limites naturais podem coincidir com pontos de convergência, divergência ou barreiras topográficas no sistema de transporte litorâneo [Carter 1988], ou pode ser de extensão arbitrária, dependendo da problemática a ser estudada.

O princípio central do trato costeiro, segundo Cowell *et al.* [2003b], é o conceito de sistemas internos de compartilhamento de sedimentos através do acoplamento morfológico dos segmentos costeiros, conforme figura 2. Os três complexos morfológicos interagem dinamicamente, significando que uma mudança morfológica em um, necessariamente acarreta numa alteração correspondente nos outros. Os mecanismos de acoplamento governam os deslocamentos laterais da antepraia, determinando, portanto, as tendências de avanço e recuo da linha de costa.

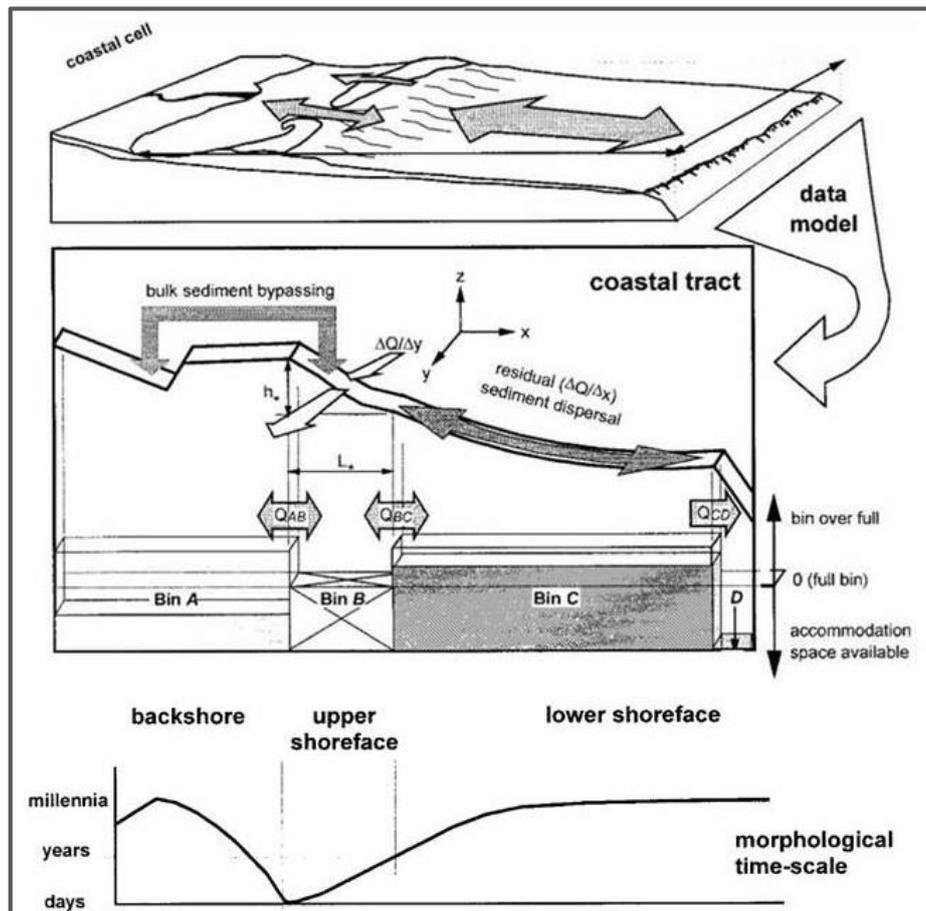


Figura 2. Representação da célula costeira, do trato costeiro e do espaço de acomodação como compartimentos em um sistema de compartilhamento de sedimentos. [Cowell *et al.* 2003b].

Tais comportamentos no perfil da antepraia em larga escala, evoluíram a partir de conceitos de equilíbrio, e vem de longa data [Bruun 1962; Moore & Curray 1964; Dean 1991; Cowell *et al.* 1999; Dean & Dalrymple 2004]. Bowen [1980] argumentou que um perfil de equilíbrio ocorre quando o transporte de sedimentos perpendicular à costa é nulo em qualquer local do perfil. Para Inman *et al.* [1993], um perfil de equilíbrio deve ser, por definição, aquele ao longo do qual o transporte de sedimentos local, temporal, perpendicular à costa é zero em todo lugar, tal como os gradientes no transporte ao longo da costa.

Por outro lado, para Dean & Dalrymple [2004], o perfil de equilíbrio é conceitualmente o resultado entre o balanço de forças destrutivas e construtivas. As primeiras tendem a aplainar o perfil durante um evento erosivo, quando o sedimento é retirado da face da praia e transportado para o mar, e as forças construtivas são evidentes após uma tempestade, agindo lentamente, a fim de mover a areia de volta para a praia. Se qualquer uma dessas duas forças é alterada, como resultado de uma mudança nas características das ondas ou do NMM, há um desequilíbrio: a maior domina até que a evolução do perfil praiado traga as forças de volta ao equilíbrio.

As tendências para que a antepraia se aproxime de uma forma de equilíbrio variam geograficamente em função dos processos oceânicos costeiros e do cenário geológico [Cowell *et al.* 1999]. Sabe-se, que perfis de equilíbrio mais íngremes estão associados com sedimentos grosseiros, os quais parecem resistir às forças destrutivas mais facilmente que as areias finas, ou as forças construtivas os afetam em maior extensão [Dean & Dalrymple 2004]. Cowell *et al.* [1999], ao avaliar conceitos de equilíbrio de perfil através de observações de campo, observaram que, os padrões de tamanho de grão (os quais influenciam na declividade do perfil) fornecem um indicador mais sensível do que a forma do perfil para a interpretação do comportamento da antepraia.

Dean & Dalrymple [2004] também relacionam as variações do NMM como um fator importante, visto que, um aumento de nível faz com que os sedimentos sejam carregados em direção ao mar, havendo recuo da linha de costa, e requerendo um novo perfil de equilíbrio da antepraia. Sabe-se, no entanto, que este é o caso da Regra de Bruun Padrão [Bruun 1962], aplicável apenas para costas de *mainland*, a qual provê apenas uma primeira aproximação dos impactos da resposta costeira à elevação do NMM. Para costas de barreiras, no entanto, Dean & Maurmeyer [1983] desenvolveram a regra de Bruun Generalizada, a qual admite uma transladação total da barreira em

direção ao continente como resposta à subida do NMM, requerendo também que a antepraia atinja seu equilíbrio novamente. Contudo, para a antepraia ser ou não considerada em equilíbrio depende da escala de tempo sobre a qual ela é analisada [Wright *et al.* 1991].

1.3. Área de Estudo

A costa do RS possui aproximadamente 625 km de extensão, apresentando orientação NE-SO. A hidrodinâmica da região é dominada pela ação das ondas, as quais são provenientes, predominantemente, do quadrante sul, e possuem altura média significativa de 1,5 m, e período significativo de 9 s, medidos em 15-20 m de profundidade no litoral norte do RS [Motta 1967; Motta 1969]. Dessa forma, a deriva litorânea líquida resultante na região possui direção SO-NE, e a grande disponibilidade de sedimentos faz das barreiras costeiras seu mais importante elemento deposicional [Dillenburg *et al.* 2005].

A região possui maré semidiurna, com valores de amplitude médios de apenas 0,5 m [Dillenburg *et al.* 2009] a caracterizando como costa de micromaré. A amplitude da maré astronômica na região é pequena, visto que, localiza-se próxima a um ponto anfidrômico, ainda assim, existem variações do NM importantes, causadas pela ação de ventos do quadrante sul associados à passagem de sistemas frontais (*storm surges*) que podem chegar a 2m [Pereira da Silva & Calliari 1998].

A Bacia Sedimentar Marítima de Pelotas (BSMP) está inserida na Margem Continental do Rio Grande do Sul, sendo limitada ao norte com a Bacia de Santos pelo alto de Florianópolis, e ao sul com a Bacia de Punta del Este pelo alto de Polônio, no Uruguai [Urien & Martins 1978]. A Plataforma Continental do RS, por sua vez, está inserida na BSMP, sendo sua porção interna adjacente, larga (100 a 200 km) e rasa (100 a 140 m). A disponibilidade substancial de sedimentos, na maior parte clásticos, sob condições de dominância de ondas produziram uma plataforma continental de baixa declividade ($0,03^\circ$ a $0,08^\circ$) [Dillenburg *et al.* 2017], bem como a antepraia, também extensa e rasa, com limite externo entre as profundidades de 25 e 37 m, constituída por depósitos arenosos [Figueiredo 2011].

Em longo prazo, a evolução costeira da região se deve ao regime energético das ondas, combinado às flutuações do NMM durante o Quaternário, originando um sistema

multi-complexo de barreiras [Villwock *et al.* 1986; Villwock & Tomazelli 1995; Tomazelli *et al.* 2000] (Fig. 3).

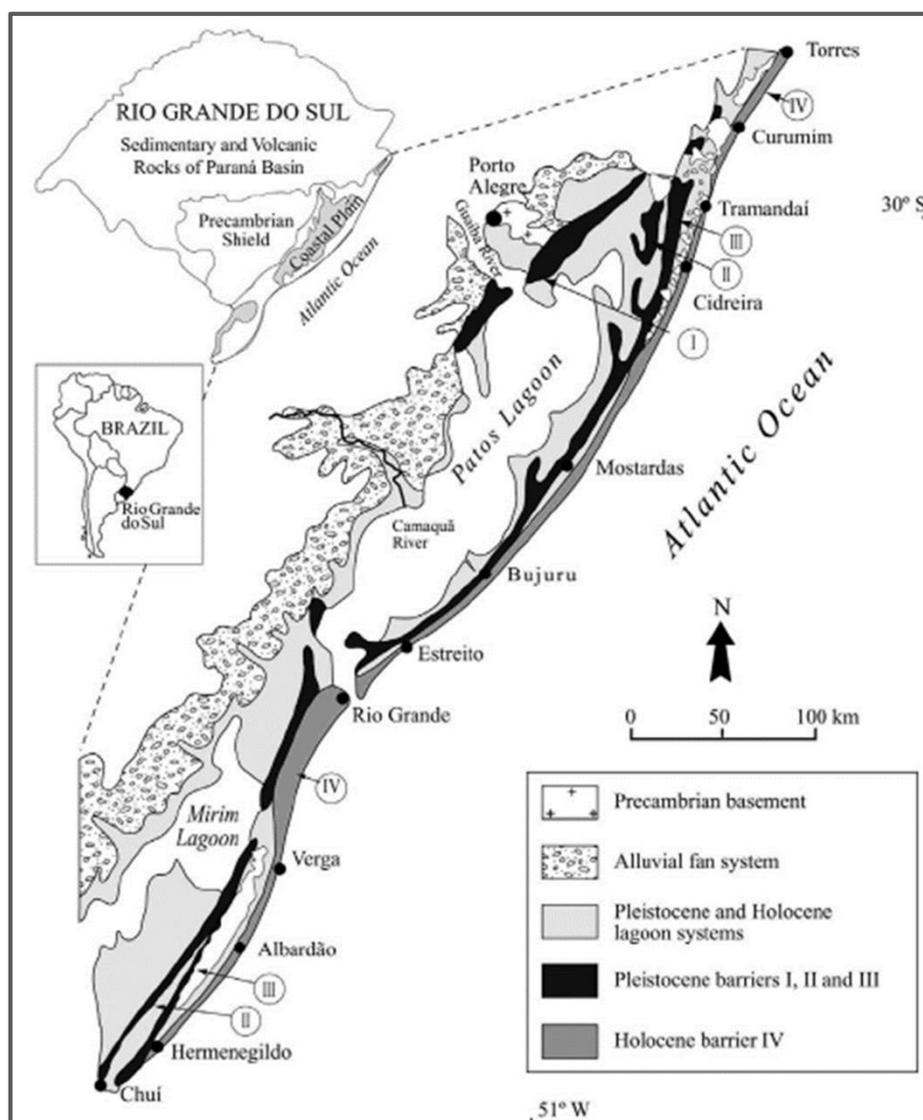


Figura 3. Representação dos sistemas de laguna-barreira do Pleistoceno e Holoceno na costa do RS [após Villwock *et al.* 1986].

Quatro são os sistemas deposicionais de laguna-barreira existentes, propostos por Villwock *et al.* [1986] no modelo de evolução para a planície costeira do RS. Cada um deles foi formado por sucessivas subidas e descidas do NMM durante o Quaternário, sendo designados, do mais antigo ao mais recente, como laguna-barreira I, II, III e IV. [Martinho *et al.* 2009].

Esses quatro sistemas se desenvolveram durante os últimos quatro eventos interglaciais, sendo os três primeiros durante o Pleistoceno e o último durante o Holoceno. Com o fim da última TMP, diferentes tipologias de barreiras costeiras

evoluíram no RS durante o Holoceno médio e tardio, e essa diferenciação ocorreu, sobretudo, devido à declividade da plataforma interna, à energia de ondas, e ao balanço sedimentar [Roy *et al.* 1994], sendo a inclinação da plataforma interna mais suave dentro das concavidades e mais íngreme nas projeções costeiras. Esses fatores, agindo conjuntamente, submeteram as barreiras costeiras, em longo prazo, a dois processos contrastantes: deposição nas reentrâncias, que levaram à formação de barreiras progradantes, e erosão nas projeções, que originaram as dunas transgressivas e barreiras retrogradantes [Dillenburg *et al.* 2000]. Neste contexto, a barreira IV (Holocênica) é o objeto de estudo na presente pesquisa.

O sistema de barreira Holocênica do RS ocupa toda a extensão da costa, ocorrendo apenas duas discontinuidades: ao sul, no Rio Grande, onde se localiza o estuário da Lagoa dos Patos, e ao norte, no estuário da Lagoa de Tramandaí. Ambas as entradas estão permanentemente abertas devido a uma constante e volumosa descarga de água doce pela boca dos estuários [Dillenburg *et al.* 2000]. Toda a costa é levemente ondulada, consistindo de duas projeções e duas reentrâncias.

Os sedimentos costeiros Holocênicos são dominados por areias de quartzo muito finas a médias (depósitos de barreira) e areias de quartzo finas a médias, e lamas (depósitos de lagoas). Uma exceção local ocorre no Albardão (litoral sul do RS), onde são encontradas grandes quantidades de carbonatos de cálcio biogênicos que ocorrem como sedimentos praias modernos (conchas e detritos de conchas) [Dillenburg *et al.* 2009]. Como é uma costa caracterizada por barreiras, o atual sistema de praias do RS recebe muito pouca areia do continente, pois a maior parte da carga sedimentar transportada pelos rios (Camaquã e Jacuí) que drenam para o litoral fica aprisionada nas lagoas adjacentes e outros ambientes da retrobarreira [Tomazelli *et al.* 1998].

No continente, a justaposição dos depósitos sedimentares dos quatro sistemas de laguna-barreira formou uma planície costeira de baixo relevo (Dillenburg *et al.*, 2009), a qual varia de 20 a 80 km de largura, e se estende de Torres ao Chuí. No extremo norte da planície costeira, na região de Torres, os planaltos consistem em rochas vulcânicas e sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas da Bacia do Paraná, que atingem alturas locais de 1.000 m, enquanto ao sul, rochas ígneas e metamórficas do escudo Pré-Cambriano formam os planaltos mais baixos (Tomazelli *et al.*, 2000).

O projeto tem como foco a região da barreira costeira arenosa Holocênica do estado do RS, mais especificamente o trecho de 90 km de extensão que vai de Torres até Imbé (Fig. 4). A área de estudo localiza-se em uma das concavidades costeiras do

estado, com uma barreira Holocênica progradante composta por cordões de dunas em uma planície litorânea que varia de 2 a 5 km de largura [Dillenburg *et al.* 2000]. As praias da região são abertas, predominantemente dissipativas, constituídas por areia de quartzo fino a muito fino (Fig. 5) [Toldo Jr. *et al.* 1993].

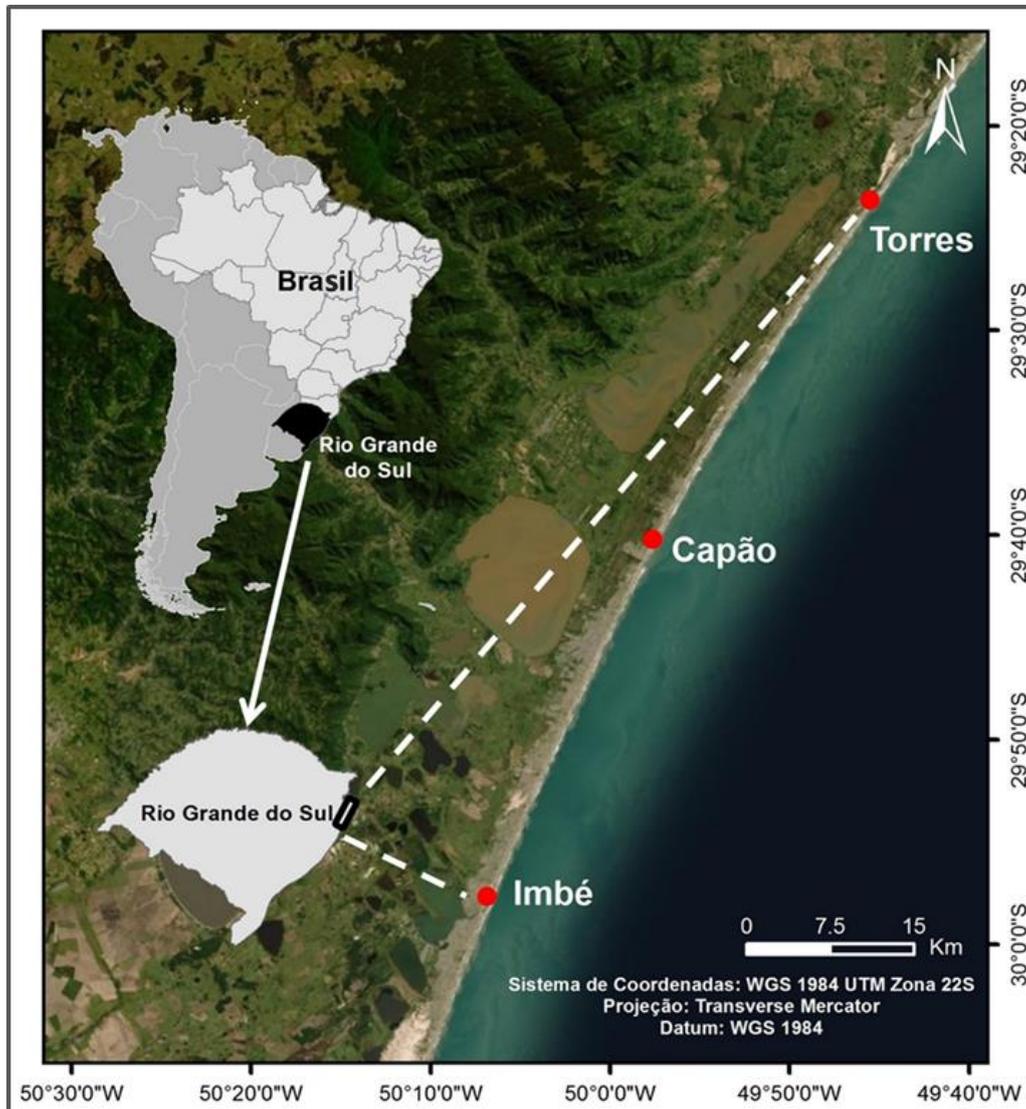


Figura 4. Localização da área de estudo.



Figura 5. Praia da Itapeva (Torres). Fonte: A autora.

Baseado nas posições de linha de costa obtidas por meio de *Differential Global Positioning System* (DGPS), de 1997 a 2002 para o litoral norte do RS, o setor costeiro de Torres a Xangri-lá está progradando, é estável de Xangri-lá à Tramandaí, e está erodindo para sul. Uma análise de mudança de linha de costa baseada em fotografias aéreas de 1974, 1989 e 2000 também indica que o setor de Xangri-lá à Tramandaí permanece estável, e prograda para norte, em médio prazo [Esteves *et al.* 2004]. Em longo prazo (últimos 5 ka), a barreira progradou de Torres à Tramandaí e permaneceu estável para sul [Dillenburg *et al.* 2000]. Desse modo, a região costeira de Xangri-lá a Tramandaí parece marcar uma transição entre áreas que crescem em curto e longo

prazo (ao norte), e áreas que têm permanecido estáveis em longo prazo e erodindo em médio e curto prazos (ao sul) [Esteves *et al.* 2004].

A maior largura da barreira é encontrada no ponto central da região de estudo, no balneário de Curumim (4,7 km), onde a progradação iniciou por volta de 7 ka devido a um balanço sedimentar positivo, quando o NMM ainda subia próximo ao final da TMP [Dillenburg *et al.* 2006]. Portanto, nota-se que o embaçamento que se estende de Torres a Imbé apresenta diferentes taxas de progradação, maiores no centro e menores nas extremidades [Dillenburg *et al.* 2005].

Como visto anteriormente, essas taxas diferenciadas de variação da linha de costa ocorreram em função de variações no balanço sedimentar e/ou no espaço de acomodação, e conseqüentemente na declividade da topografia antecedente. De forma similar, Dillenburg *et al.* [2017] demonstraram que para a região do Cassino, também um setor de barreira regressiva, a progradação apresentou taxas variáveis devido a mudanças no balanço sedimentar produzido por alterações ambientais, e não ocorreu de maneira homogênea, iniciando em aproximadamente 5 ka no norte, 6 ka no centro e 6,7 ka no sul.

Capítulo II: Objetivos

2.1. Objetivo Geral

- Analisar a influência das variações na morfologia do substrato entre setores costeiros adjacentes (Torres - Capão - Imbé) na resposta à elevação do NMM.

2.2. Objetivos Específicos

- Quantificar a influência de variações da batimetria da antepraia na posição projetada da linha de costa;
- Quantificar a influência de variações no balanço sedimentar na posição projetada da linha de costa;
- Projetar as linhas de costa futuras para cenários de elevação do NMM (2040 e 2100) em três setores da barreira regressiva Torres - Capão - Imbé.

Capítulo III: Material e Métodos

3.1. O Modelo

Foi utilizado para a simulação da resposta costeira à elevação do NMM o RanSTM, modelo estocástico, o qual permite um intervalo de valores para os parâmetros de entrada, considerando a incerteza associada a cada um deles, empregado como alternativa ao modelo determinístico proposto por Cowell *et al.* [1992]. O modelo possui como variáveis de entrada: variações do NMM, geometria do substrato e balanço sedimentar; e como variável de saída: distância de recuo. A geometria é representada por dados topobatimétricos, os quais compõe o substrato de cada setor da barreira regressiva (Torres, Capão, Imbé).

Foram realizadas simulações independentes, nas quais foi possível quantificar individualmente o efeito dos parâmetros balanço sedimentar e geometria do perfil batimétrico (explicado com detalhe na seção 3.7) na resposta costeira durante a elevação do NMM.

O resultado final foi apresentado na forma de probabilidade de risco, uma forma quantitativa, capaz de demonstrar o risco de erosão sob o qual o setor analisado estará futuramente sujeito, e quais os parâmetros mais relevantes para gerar tal condição [Cowell *et al.* 2006]. Finalmente, os dados de probabilidade de risco simulados para os três setores da área de estudo foram ilustrados em forma de mapas, os quais projetam as linhas de costa futuras para cenários de elevação do NMM nos horizontes temporais de 2040 e 2100.

3.2. Dados de ondas e profundidades limite da antepraia

Para caracterizar o clima de ondas da área de estudo foi utilizado dados (2006-2016), disponíveis em <https://redeondas.furg.br/index.php/pt/dados/tramandai>.

Como uma primeira aproximação das profundidades de fechamento da antepraia superior (h_c) (Eq. 1) e inferior (h_i) (Eq. 2) foram utilizadas as equações de Hallermeier [Hallermeier 1981]. As expressões foram primeiramente introduzidas pelo autor para definir a profundidade limite para além da qual, levantamentos repetitivos mostraram mudanças verticais insignificantes (< 0,3 m) na morfologia do perfil em uma escala de tempo anual [Hallermeier 1981].

Através de rotina desenvolvida no Programa Matlab®, obtiveram-se as profundidades de fechamento utilizadas como um dos parâmetros de entrada no Modelo RanSTM, posteriormente utilizado.

$$h_c \approx 2\bar{H}_{sig} + 11\sigma \quad \text{Equação 1}$$

$$h_i = (\bar{H}_{sig} - 0.3\sigma) \bar{T}_{sig} (g/5000D)^{1/2} \quad \text{Equação 2}$$

Onde,

\bar{H}_{sig} é a média anual da altura significativa de onda,

\bar{T}_{sig} é a média anual do período significativo de onda,

σ é o desvio padrão da média anual da altura significativa de onda,

g é aceleração devido à gravidade,

D é o diâmetro médio (D50) determinado a partir de uma amostra de areia na profundidade tal que $h \approx 1.5h_c$, a qual é aproximadamente 12 m para o clima de ondas da área de estudo.

Para Cowell *et al.* [1999], esse método define a antepraia superior como a região em que erosão e acreção resultam em mudanças significativas na elevação do fundo em um ano típico. Vários trabalhos foram propostos a partir de Hallermeier [1981] para definir a extensão da “zona ativa” ou antepraia superior [Nicholls *et al.* 1998; Stive & De Vriend 1995; Bruun 1988; Cowell *et al.* 1999], mas permanece controvérsia e incerteza em sua definição exata, já que este é um limite morfodinâmico e varia em função das variações na dinâmica de ondas.

O limite da antepraia inferior, no entanto, é ainda menos preciso e varia de acordo com a escala de interesse [Stive & De Vriend 1995], portanto a equação 2 de Hallermeier oferece uma primeira aproximação do limite da antepraia inferior em direção ao oceano. Uma vez que o tamanho de grão na profundidade de $h \approx 1.5h_c$ é utilizado nos cálculos para os limites da antepraia inferior, as profundidades de fechamento encontradas poderão variar. Essas profundidades calculadas dependerão da localização da amostragem, a qual será afetada por padrões texturais complexos, geralmente influenciados por fatores geológicos locais [Figueiredo 2011].

A tabela 1 apresenta os valores dos parâmetros de onda obtidos para a área de estudo, utilizados para os cálculos das profundidades limites da antepraia superior e inferior, bem como essas profundidades. Dados relativos às características do sedimento da antepraia foram extraídos do projeto ReviZEE [Figueiredo Jr. & Madureira 2005], onde admitiu-se a granulometria (D50) de 2,5 ϕ para os setores “Torres” e “Capão” e 3 ϕ para o setor “Imbé”.

Tabela 1. Parâmetros utilizados para o cálculo das profundidades de fechamento superior (h_c) e inferior (h_i).

Setores	\bar{H}_{sig} (m)	\bar{T}_{sig} (s)	σ (m)	g (m/s ²)	D (m)	h_c (m)	h_i (m)
Torres	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000187	8,14	26,41
Capão	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000187	8,14	26,41
Imbé	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000125	8,14	32,30

3.3. Dados batimétricos e topográficos

Dados de batimetria a partir de levantamentos realizados entre 1954 e 1957, foram extraídos das cartas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) para a região de interesse, e dados topográficos foram obtidos a partir de levantamentos LIDAR (*Light Detection And Ranging*) (julho de 2010). Para topografia utilizou-se um Modelo Digital do Terreno (MDT), com dados previamente tratados [Vianna & Calliari 2015]. Os dados topográficos e batimétricos foram inseridos no programa ArcGis®, definindo-se limites da célula costeira baseado no seu comportamento regressivo em longo prazo (~6 ka) [Dillenburg *et al.* 2000; Martinho *et al.* 2009]. Estes estão relacionados aos balanços de sedimentos e à escala de mudança/processos morfológicos, com foco no nível de interesse nos processos hierárquicos descritos por Cowell *et al.* [2003b]. Nesse contexto, foram delimitadas três subcélulas de aproximadamente 20 km x 50 km cada uma, para análise. Posteriormente, foram gerados perfis transversais representativos para cada uma das três subcélulas, e em seguida exportados para o programa Microsoft Excel.

Visto que os dados topográficos estavam na altitude geoidal do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de Imbituba, fez-se necessária a correção dos dados originários da carta batimétrica, os quais foram adquiridos ao nível de redução no Porto de Imbituba. Ainda, a fim de estender o perfil topográfico em direção ao continente, incluiu-se dados adquiridos de Figueiredo [2011] por meio de *Global*

Positioning System (GPS), de Xangri-lá a 20 km ao norte de Arroio do Sal, os quais englobam grande parte da área de estudo.

Após o ajuste dos dados batimétricos (antepraia), que será explicado com mais detalhe na seção 3.4, foi realizada a junção dos perfis batimétricos e topográficos no programa Microsoft Excel, e os substratos agregados resultantes foram posteriormente utilizados como variável de entrada na simulação do modelo.

3.4. Ajuste dos dados batimétricos (perfil de equilíbrio da antepraia)

Existem inúmeras equações projetadas especificamente para representar com precisão a geometria da antepraia, e quase todos são variações de conceitos de perfil de equilíbrio propostos inicialmente por Bruun [1962] e subsequentemente por Dean [1977, 1991]. A forma mais simples do perfil de equilíbrio, no entanto, a qual baseia-se em uma curva única com concavidade voltada para cima é definida por:

$$h = Ax^m \quad \text{Equação 3}$$

onde h é a profundidade da água a uma distância x a partir da linha de costa; A é um parâmetro dimensional e m é um parâmetro adimensional. O parâmetro A é um coeficiente de escala que controla a inclinação geral do perfil, enquanto o expoente m determina a forma do perfil.

Contudo, o modelo utilizado no presente estudo baseia-se na equação da antepraia composta (Eq. 4), proposta por Cowell *et al.* [1992], e adaptada a partir da forma simplificada do perfil de equilíbrio da antepraia. O perfil derivado da forma básica da equação 3 é definido por:

$$h = WA_c x^{m_c} + (1 - W)A_i x^{m_i} \quad \text{Equação 4}$$

onde os subscritos c e i são parâmetros referentes a antepraia superior e inferior, respectivamente, e W representa a função da zona de transição ponderada, definida pela função:

$$W = \exp \left\{ - \left[\frac{|\lambda - x| - |\lambda - x|}{\lambda_c} \right]^d \right\} \quad \text{Equação 5}$$

em que c e d controlam o comprimento e a forma da zona de transição e λ é a extensão da antepraia superior em direção ao oceano. Os valores dos parâmetros geométricos da antepraia de todos os perfis considerados no presente estudo estão apresentados no Apêndice I.

3.5. Balanço sedimentar

Foram utilizadas diferentes fontes de dados para a região (estratigráficos, fotografias aéreas, DGPS), a fim de se obter valores de entrada no modelo - mínimos, modais e máximos - do balanço sedimentar. Esses diferentes valores refletem o balanço sedimentar em horizontes temporais distintos.

Para que se obtivesse uma estimativa de longo prazo (5,5 ka), os perfis estratigráficos de Dillenburg *et al.* [2006] foram utilizados para, a partir da espessura do pacote sedimentar e da área, calcular a taxa em $\text{m}^3/\text{m}/\text{ano}$ que o sedimento iria depositar para os três setores da área de estudo, conforme equação 6. A espessura total dos sedimentos regressivos adotada foi 16,83 m, sendo essa a maior profundidade que depósitos regressivos foram encontrados.

$$V_r = \frac{(BW + SW) \times TRS}{5500} \quad \text{Equação 6}$$

Onde,

BW = largura da barreira (m);

SW = largura da antepraia superior (m);

TRS = espessura total dos sedimentos regressivos (m);

V_r = taxa total de fornecimento de sedimentos ($\text{m}^3/\text{m}/\text{ano}$).

Estimativas de curto prazo do balanço sedimentar foram calculadas, conforme equação 7, utilizando-se dados decadais (1974 a 2000) de fotografias aéreas de Curumim [Esteves *et al.* 2006] a partir das taxas de deslocamento horizontal do perfil. Os valores obtidos nas taxas de progradação da barreira variaram de 3 m/ano a 3,4 m/ano. Além das fotografias aéreas, os mesmos autores, em uma escala anual (1997 a 2002) de mapeamento de linha de costa por DGPS, obtiveram uma taxa média de

progradação, estimada por regressão linear de 3 m/ano. Desse modo, a taxa de deslocamento horizontal do perfil adotada nesse estudo, para uma estimativa de curto prazo foi 3 m/ano, sendo este um valor consonante com as duas formas de obtenção dos dados.

As menores taxas de progradação da linha de costa para a região (0,2 m/ano), ocorridas entre 3,325 ka até o presente [Dillenburg & Barboza 2009] também foram consideradas, de modo a dispor de um terceiro valor estimado do balanço sedimentar para entrada no modelo. A equação 7 também foi utilizada neste caso.

$$V = C_p (h_d + h_c) \quad \text{Equação 7}$$

Onde,

C_p = taxa do deslocamento horizontal do perfil (m/ano);

h_d = altura do cordão de dunas frontais (m);

h_c = profundidade de fechamento da antepraia superior (m);

V = volume sedimentar (m³/m/ano).

A tabela 2 apresenta os valores relativos ao balanço sedimentar da área de estudo, calculados para os horizontes temporais de 2040 e 2100, inseridos no modelo RanSTM. Os valores dos parâmetros utilizados para os cálculos dos volumes sedimentares para longo e curto prazos, bem como para o período de menor progradação de linha de costa são apresentados no Apêndice II.

Tabela 2. Volumes sedimentares em m³/m utilizados como entrada no modelo RanSTM, para os três setores da área de estudo.

Setores	Volume Total (m ³ /m)					
	2040 (x20)			2100 (x80)		
Torres	44	257	650,4	176	1028	2601,6
Capão	42	623,4	685,4	168	2493,6	2741,6
Imbé	44	161	668,4	176	644	2673,6

3.6. Projeções de elevação do nível do mar

Para a componente do NMM foram utilizados valores regionais de Jackson & Jevrejeva [2016]. Foi considerado o cenário mais pessimista, o RPC 8,5, o qual

representa as maiores taxas de subida do NMM, e a tabela 3 apresenta os dados empregados nas simulações.

A íntegra dos dados da tabela foi utilizada, visto que o modelo permite a entrada de valores mínimos, modais e máximos nas simulações.

Tabela 3. Dados de nível do mar regionais utilizados nas simulações de projeção da linha de costa para os anos de 2040 e 2100, entre os setores “Torres” e “Imbé” - RS [Jackson & Jevrejeva 2016].

Anos	5-95% (m)	Mediana (m)	95% (m)
2040	0,1	0,1	0,18
2100	0,5	0,5	0,9

3.7. Influência da geometria e balanço sedimentar dos perfis batimétricos

Primeiramente foi realizada uma simulação padrão, com os parâmetros (topografia, batimetria, NMM e balanço sedimentar) originais dos três setores, a fim de se analisar como as variações morfológicas do substrato de cada um deles, respondem a uma elevação do NMM. As simulações foram realizadas para os horizontes temporais de 2040 e 2100.

Posteriormente, também para os mesmos anos, foram executadas simulações teste, de modo a quantificar individualmente a influência da geometria do perfil batimétrico e do balanço sedimentar no recuo da linha de costa, também em condições de aumento do NMM, para cada setor da área de estudo. A geometria do perfil batimétrico, analisada sob forma de extensão do perfil foi alterada somente para o setor “Imbé”, o qual, teve a profundidade de fechamento da antepraia inferior padronizada com os demais setores, sendo portanto reduzida. Desse modo, pode-se avaliar a resposta costeira entre os setores, frente à elevação do NMM, desconsiderando a influência de diferenças na extensão dos perfis.

O fluxograma da figura 6 resume as simulações realizadas, bem como os parâmetros testados em cada uma delas, e o setor em que foi aplicada.

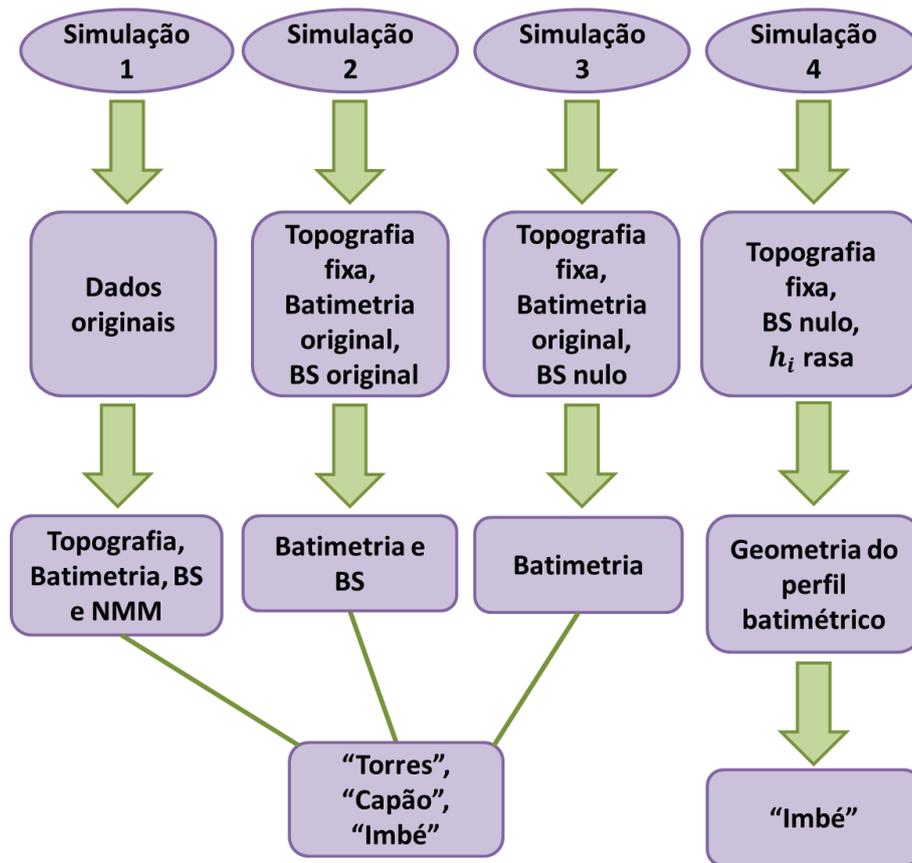


Figura 6. Síntese das simulações realizadas em cada setor da área de estudo, bem como os parâmetros testados em cada uma delas. (BS) = balanço sedimentar; (NMM) = nível do mar; (h_i) = profundidade de fechamento inferior.

3.8. Testes estatísticos

Foram realizados testes estatísticos para os três setores, e para todas as simulações acima descritas, a partir de uma rotina pré-determinada no programa Matlab®. Com base nas análises estatísticas, fez-se possível avaliar se algum dos setores analisados, ou todos eles, fariam parte da mesma distribuição, sendo considerados iguais entre si, sob condições de mudanças climáticas, e conseqüentemente nos seus respectivos comportamentos de linha de costa.

O fluxograma da figura 7 apresenta as etapas sequenciais da realização dos referidos testes.

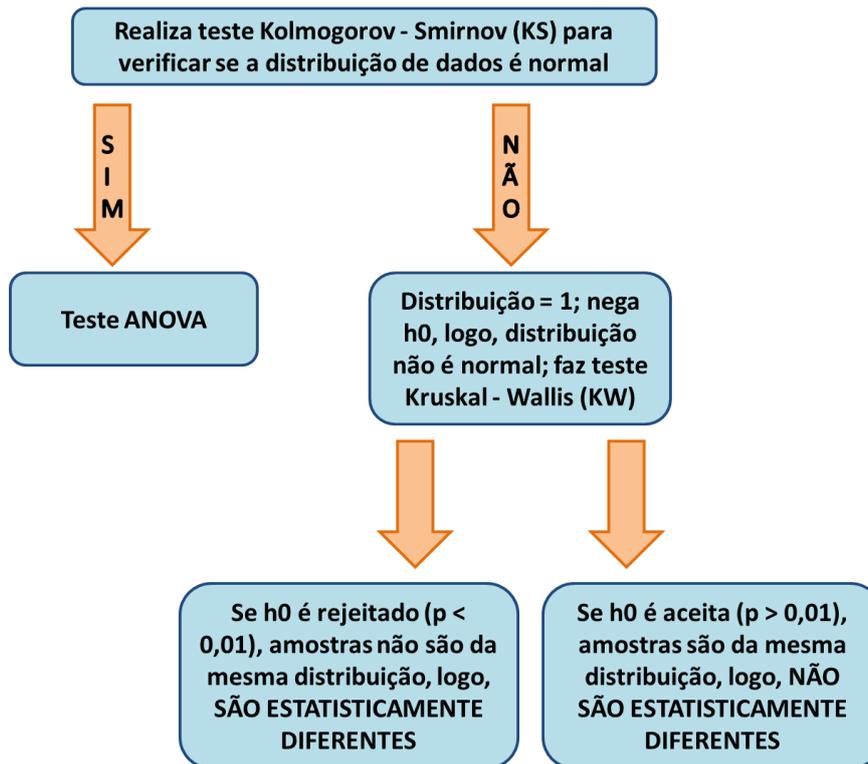


Figura 7. Fluxograma com as etapas seguidas a partir dos dados obtidos através das simulações com o modelo RanSTM.

Capítulo IV: Artigo Científico

Para obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Yana Friedrich Germani, Salette Amaral de Figueiredo, Lauro Júlio Calliari e Humberto Dias Vianna, é intitulado **“O papel da antepraia na resposta costeira durante a elevação do nível do mar na Barreira Regressiva de Torres a Imbé - RS”** e foi submetido para publicação no periódico **“Pesquisas em Geociências”**.

O papel da antepraia na resposta costeira durante a elevação do nível do mar na Barreira Regressiva de Torres a Imbé - RS

The role of the shoreface in the coastal response during sea level rise in Regressive Barrier from Torres to Imbé - RS

Yana Friedrich GERMANI¹, Salette Amaral de FIGUEIREDO², Lauro Júlio CALLIARI³ & Humberto Dias VIANNA⁴

- (¹) Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande. Av. Itália, km 8, CEP 96201-900, Rio Grande, RS, Brasil. E-mail: yanafg@hotmail.com.
- (²) Programa de Pós-graduação em Oceanologia, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande. Av. Itália, km 8, CEP 96201-900, Rio Grande, RS, Brasil. E-mail: saletteoc@gmail.com.
- (³) Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande. Av. Itália, km 8, CEP 96201-900, Rio Grande, RS, Brasil. E-mail: lcalliari@log.furg.br.
- (⁴) Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande. Av. Itália, km 8, CEP 96201-900, Rio Grande, RS, Brasil. E-mail: hvianna@furg.br.

Resumo. A zona costeira é um sistema muito dinâmico, o qual busca atingir um estado de equilíbrio dinâmico. Nos últimos 5,5 ka, o nível médio do mar (NMM) apresentou comportamento praticamente estável, porém, devido às mudanças climáticas está em elevação. Objetivando analisar a influência das variações na morfologia do substrato entre setores costeiros adjacentes (Torres-Capão-Imbé), na resposta à elevação do NMM em médio e longo prazo, foram projetadas linhas de costa futuras para estes cenários. Além da morfologia, investigou-se a existência de diferenças significativas nessas projeções em função das variações na batimetria da antepraia e do balanço sedimentar. Para isso, foi utilizado o modelo RanSTM (*Random Shoreface Translation Model*). Os três setores apresentaram taxas de recuo da linha de costa diferenciadas, influenciadas, primeiramente, pelas variações batimétricas, seguidas do balanço sedimentar. A influência da topografia no recuo foi irrelevante. O setor “Capão”, com maior declividade na antepraia, apresentou menores valores de recuo, enquanto o setor “Imbé”, com menor declividade na antepraia, apresentou maiores valores de recuo. Ainda, ao padronizar-se o comprimento do perfil no setor “Imbé”, obteve-se cerca de 30% de diminuição nos valores de recuo da linha de costa. Os resultados obtidos demonstram a forte influência das variações na morfologia do perfil batimétrico em situação de elevação do NMM, as quais podem ter implicações relevantes no manejo e adaptação locais de regiões costeiras em condição de mudanças climáticas.

Palavras-chave. Mudanças climáticas, recuo da linha de costa, RanSTM.

Abstract. The coastal zone is a very dynamic system which seeks to reach a state of dynamical equilibrium. In the last 5,5 ka, the mean sea level (MSL) presented a quasi-stable behavior, however due to climate change is on the rise. In order to analyze the influence of variations in substrate morphology between adjacent coastal sectors (Torres-Capão-Imbé), in the response to MSL in the medium and

long term, future shorelines were projected for these scenarios. In addition to morphology, we investigated the existence of significant differences in these projections due to variations in shoreface bathymetry and sediment budget. The RanSTM (Shoreface Translation Model) model was used for that purpose. The three sectors presented different shoreline recession rates, primarily influenced by bathymetric changes, followed by sediment budget alterations. The influence of topography on recession was irrelevant. The sector “Capão”, with the steeper shoreface slope, presented smallest recession values, whereas the sector “Imbé”, with the lowest slope in the shoreface, presented highest recession values. By standardizing the profile length of the “Imbé” sector, a decrease of around 30% in the recession values was obtained. The results show that variations in bathymetric profile morphology strongly influence coastal response under rising MSL, which may have relevant implications for local management and adaptation of coastal regions under climate change.

Keywords. Climate changes, shoreline recession, RanSTM.

1 Introdução

Barreiras costeiras ao redor de todo o mundo tiveram suas evoluções intimamente relacionadas às oscilações do nível médio do mar (NMM) [Dillenburg *et al.* 2006], cada uma respondendo de maneira peculiar à dinâmica local. Tais oscilações, associadas com os ciclos glacio-eustáticos têm sido responsáveis pelas alterações na configuração da linha de costa, incluindo a progradação e retrogradação costeiras, em condições de recuo e subida do NMM [Roy *et al.* 1994], havendo, segundo [Zhang *et al.* 2004], uma forte associação entre a erosão em longo prazo das praias arenosas e essa elevação.

No entanto, segundo Roy *et al.* [1994], além das taxas de mudança do NMM, a tipologia das barreiras, bem como sua evolução em uma costa dominada por ondas, a exemplo do Rio Grande do sul (RS), é vista como uma resposta complexa às mudanças: na declividade da plataforma interna; no balanço sedimentar *vs.* espaço de acomodação; na energia das ondas *vs.* amplitude das marés. Nesse contexto, e considerando que o regime de marés influencia muito pouco a costa do RS, quando comparado à incidência de ondas; que não houve um cenário neotectônico para formar um expressivo espaço de acomodação; e que o NMM manteve-se quase estável nos últimos 5 ka, bem como o regime de ondas [Martinho *et al.* 2009], entende-se que a tipologia evolutiva das barreiras no RS ocorreu em função das variações da declividade do substrato e da relação com o aporte sedimentar, e que características geológicas herdadas regionalmente, como a declividade, influenciou a resposta costeira em condição de estabilidade do NMM.

Porém, o aumento da emissão dos gases do efeito estufa tem causado alterações significativas no clima global, e uma das consequências mais notórias é o aquecimento do planeta. Por conseguinte, o NMM está aumentando [IPCC 2001, 2007; Church *et al.* 2013; Nicholls *et al.* 2014], sobretudo como resultado da expansão térmica e do derretimento das geleiras e calotas polares. No futuro, portanto, os impactos das mudanças climáticas na zona costeira podem ser esperados não só devido a mudanças no NMM, como também ao clima de ondas e balanço sedimentar.

No entanto, embora se saiba que o nível dos oceanos está subindo, seu comportamento não é homogêneo ao redor do globo. Conforme observado por Church *et al.* [2013], posteriormente Jackson & Jevrejeva [2016]; Jevrejeva *et al.* [2016] também descreveram um forte padrão regional de mudança no NMM para o século XXI e além, com algumas regiões experimentando desvios significativos da mudança do nível local e regional em relação à mudança global média.

Nesse sentido, sabendo-se que o manejo costeiro requer um entendimento da evolução da barreira/antepraia em larga escala, a fim de prever o comportamento da linha de costa, a abordagem mais comum utilizada até agora para modelar essa evolução envolve conceitos de transladação da antepraia em resposta ao aumento do NMM (Bruun, 1962, 1988) e/ou fornecimento ou perda de sedimentos [Curry 1964; Niedoroda *et al.* 1985].

Desse modo, a fim de projetar as linhas de costa futuras da região que se estende de Torres a Imbé-RS, e com o intuito de ponderar a incerteza associada, foi utilizado o modelo estocástico *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM) [Cowell *et al.* 2006], modelo morfológico-comportamental, que simula a resposta costeira baseado na interação entre morfologia e processos, com a possibilidade de que o material seja transferido para regiões submersas como a antepraia, que cresce. O RanSTM admite a incerteza associada às previsões de mudança de linha de costa em longo prazo, objetivando simular durante uma progressiva mudança do NMM, a transladação vertical e horizontal de corpos arenosos costeiros sobre um substrato pré-existente, o qual sofre retrabalhamento como consequência.

O modelo STM na sua versão determinística foi aplicado por Dillenburg *et al.* [2000] no litoral do RS, de modo a reproduzir a configuração costeira no máximo da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP) modelando a evolução da costa durante os últimos 9 ka, usando como substrato a morfologia geral atual da plataforma continental. De acordo com os autores, durante uma transgressão marinha, a taxa de transladação da

antepraia é simplesmente uma função da declividade do substrato e da velocidade com que o NMM está subindo, se o regime de ondas e o balanço sedimentar são mantidos aproximadamente constantes.

Para Curray [1964], o processo de migração lateral da linha de costa é justamente o resultado do balanço entre a direção e taxa de mudança do NMM, e da taxa de deposição sedimentar. Torna-se claro, portanto, que mudanças nas taxas de elevação do NMM, não apenas controlam a resposta da antepraia, como também influenciam na intensidade das ondas na praia e antepraia [Pilkey *et al.* 1993], influenciando o balanço sedimentar. Ademais, Bitencourt & Dillenburg [2020, *in press*] através de técnicas estatísticas multivariadas concluíram que, a diferenciação geomorfológica em larga escala das barreiras Holocênicas do RS entre os tipos progradacional, retrogradacional e agradacional se deu, sobretudo, devido às mudanças nas dimensões e na declividade da antepraia.

Dessa forma, considera-se a antepraia como componente imprescindível na estimativa da resposta de manejo e no controle do comportamento costeiro em larga escala [Cowell *et al.* 1999, 2003b], visto que a partir da integração de conceitos dessa região costeira em procedimentos de modelagem, é possível avaliar efeitos como aumento do NMM, erosão e acreção costeira e mudanças na linha de costa [Bruun 1962; Dean 1991; Cowell *et al.* 1995, 2003a].

Nesse contexto, a hipótese do presente trabalho é que, assim como no passado, em situação de subida do NMM, é muito provável que no futuro, perante situação de elevação, cada um dos setores da área de estudo também se comporte de forma diferenciada em função de variações na declividade do substrato. Assim, espera-se que mesmo dentro da concavidade progradante que se estende de Torres à Imbé, irão existir variações na evolução da linha de costa/barreira em longo prazo.

Esta ideia poderá corroborar com o que fora constatado em trabalhos pretéritos, de que mudanças sutis na declividade da antepraia/plataforma interna, na ordem de alguns minutos de grau, podem resultar em uma mudança importante na energia das ondas, podendo alterar condições da acreção à erosão e vice-versa [Dillenburg *et al.* 2000].

2 Área, materiais e métodos

2.1 Localização da área

A costa do Rio Grande do Sul possui aproximadamente 625 km de extensão, apresentando orientação NE-SO. É dominada por ondas, provenientes do quadrante sul, com uma altura significativa de 1,5 m, determinando uma resultante de deriva litorânea líquida de SO para NE, e a grande disponibilidade de sedimentos faz das barreiras costeiras seu mais importante elemento deposicional [Dillenburg *et al.* 2005]. A costa é classificada como sendo de micromaré, com uma amplitude média de apenas 0,5 m [Dillenburg *et al.* 2009].

Em longo prazo, a evolução costeira da região se deu ao regime energético das ondas combinado às flutuações do NMM durante o Quaternário, originando um sistema multi-complexo de barreiras. De acordo com Roy *et al.* [1994], para a costa do RS, os principais fatores que controlam os diferentes tipos de barreiras são o declive da plataforma interna, a energia de ondas e o balanço sedimentar, sendo a inclinação da plataforma interna mais suave dentro das concavidades e mais íngreme nas projeções costeiras. A plataforma continental adjacente é larga (100 a 200 km), rasa (100 a 140 m), e a disponibilidade substancial de sedimentos, na maior parte clásticos, sob condições de dominância de ondas produziram uma plataforma continental de baixa declividade ($0,03^\circ$ a $0,08^\circ$) [Dillenburg *et al.* 2017], bem como a antepraia, também extensa e rasa, com limite externo entre as profundidades de 25 e 37 m, constituída por depósitos arenosos [Figueiredo 2011].

A área em foco na atual pesquisa é a região da barreira costeira arenosa Holocênica do estado do Rio Grande do Sul (RS), mais especificamente o trecho de 90 km de extensão que vai de Torres até Imbé (Fig. 1). Densamente povoada, a região localiza-se em uma das concavidades costeiras do estado, com uma barreira Holocênica progradante composta por cordões de dunas em uma planície litorânea que varia de 2 a 5 km de largura [Dillenburg *et al.* 2000].

A barreira regressiva iniciou a sua progradação em 7 ka, ainda sob uma condição de mar em elevação, em decorrência de um expressivo balanço positivo de sedimentos [Dillenburg *et al.* 2006]. Sua fase de regressão forçada, iniciou em 5-6 ka, e aparentemente perdura até os tempos atuais. A taxa de progradação média desta barreira, entre 7 ka e o presente, foi de 0,67 m/ano. A maior largura da barreira que se

estende de Torres a Imbé é encontrada no ponto central da região, no balneário de Curumim, (4,7 km), sendo, portanto, uma concavidade que apresenta diferentes taxas de progradação, maiores no centro e menores nas extremidades [Dillenburg *et al.* 2005]. Essas taxas diferenciadas ocorreram em função de variações no balanço sedimentar e/ou no espaço de acomodação, e conseqüentemente na declividade da topografia antecedente.

Em longo prazo (últimos 5,5 ka), portanto, a barreira progradou de Torres à Imbé e permaneceu estável ao sul de Tramandaí [Dillenburg *et al.* 2000]. No entanto, dados de curto prazo, baseados nas posições de linha de costa obtidas por DGPS de 1997 a 2002 para o litoral norte do RS, demonstram que o setor costeiro de Torres a Xangri-lá está progradando, está estável de Xangri-lá à Tramandaí, e está erodindo para sul. Uma análise de mudança de linha de costa baseada em fotografias aéreas de 1974, 1989 e 2000 também indicou que o setor de Xangri-lá à Tramandaí permanece estável, e prograda para norte, em médio prazo [Esteves *et al.* 2004]. Desse modo, a região costeira de Xangri-lá a Tramandaí parece marcar uma transição entre áreas que crescem em curto e longo prazo (ao norte), e áreas que têm permanecido estáveis em longo prazo e erodindo em médio e curto prazos (ao sul) [Esteves *et al.* 2004].

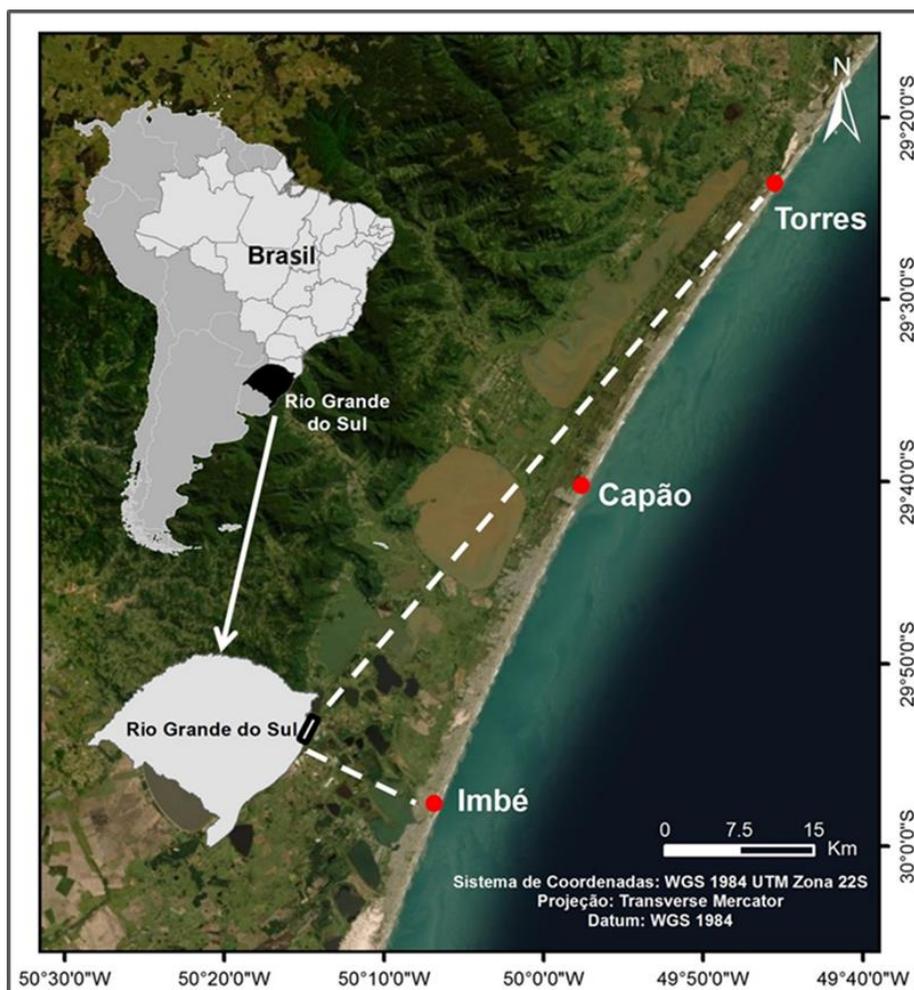


Figura 1. Localização da área de estudo.

Figure 1. Location of the study area.

2.2 Métodos

2.2.1 O modelo

Foi utilizado para a simulação da resposta costeira a elevação do NMM o modelo RanSTM. Foram realizadas simulações independentes, nas quais foi possível quantificar individualmente o efeito dos parâmetros balanço sedimentar, e geometria do perfil batimétrico (explicado com detalhe na seção 2.2.7) na resposta costeira durante a elevação do NMM. O resultado final foi apresentado na forma de probabilidade de risco, uma forma quantitativa, capaz de demonstrar o risco de erosão sob o qual o setor analisado estará futuramente sujeito, e quais os parâmetros mais relevantes para gerar tal condição [Cowell *et al.* 2006]. Finalmente, os dados de probabilidade de risco

simulados para os três setores da área de estudo foram ilustrados em forma de mapas, os quais projetam as linhas de costa futuras para cenários de elevação do NMM nos horizontes temporais de 2040 e 2100.

2.2.2 Dados de ondas e profundidades limite da antepraia

Para a análise de dados de ondas foram utilizados dados (2006-2016), obtidos através do projeto Rede Ondas. As equações de Hallermeier [Hallermeier 1981] foram utilizadas como uma primeira aproximação das profundidades de fechamento da antepraia superior (h_c) (Eq. 1) e inferior (h_i) (Eq. 2) baseada no clima de ondas. Em vista disso, através de rotina no Programa Matlab®, obtiveram-se as profundidades de fechamento utilizadas como um dos parâmetros de entrada no modelo RanSTM, posteriormente utilizado.

$$h_c \approx 2\bar{H}_{sig} + 11\sigma \quad \text{(Equação 1)}$$

$$h_i = (\bar{H}_{sig} - 0.3\sigma) \bar{T}_{sig}(g/5000D)^{1/2} \quad \text{(Equação 2)}$$

Onde, \bar{H}_{sig} é a média anual da altura significativa de onda, \bar{T}_{sig} é a média anual do período significativo de onda, σ é o desvio padrão da média anual da altura significativa de onda, g é aceleração devido à gravidade, D é o diâmetro médio (D50) determinado a partir de uma amostra de areia na profundidade tal que $h \approx 1.5h_c$, a qual é aproximadamente 12 m para o clima de ondas da área de estudo.

Para Cowell *et al.* [1999], esse método define a antepraia superior como a região em que erosão e acreção resultam em mudanças significativas na elevação do fundo em um ano típico. O limite da antepraia inferior, no entanto, é menos preciso e varia de acordo com a escala de interesse [Stive & De Vriend 1995]. Uma vez que o tamanho do sedimento na profundidade de $h \approx 1.5h_c$ é utilizado nos cálculos para os limites da antepraia inferior, as profundidades de fechamento encontradas poderão variar.

A tabela 1 apresenta os valores dos parâmetros de onda obtidos para a área de estudo, utilizados para os cálculos das profundidades limites da antepraia superior e inferior, bem como essas profundidades. Dados relativos às características do sedimento da antepraia foram extraídos do projeto ReviZEE [Figueiredo Jr. & Madureira 2005],

onde admitiu-se a granulometria (D50) de 2,5 ϕ para os setores “Torres” e “Capão” e 3 ϕ para o setor “Imbé”.

Tabela 1. Parâmetros utilizados para o cálculo das profundidades de fechamento superior (h_c) e inferior (h_i).

Table 1. Parameters used to calculate upper (h_c) and lower (h_i) closure depths.

Setores	\bar{H}_{sig} (m)	\bar{T}_{sig} (s)	σ (m)	g (m/s ²)	D (m)	h_c (m)	h_i (m)
Torres	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000187	8,14	26,41
Capão	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000187	8,14	26,41
Imbé	1,17	8,04	0,53	9,8	0,000125	8,14	32,30

2.2.3 Dados Batimétricos e Topográficos

Dados de batimetria a partir de levantamentos realizados entre 1954 e 1957, foram extraídos das cartas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) para a região de interesse, e dados topográficos foram obtidos a partir de levantamentos LIDAR (*Light Detection And Ranging*) (julho de 2010). Para topografia utilizou-se um Modelo Digital do Terreno (MDT), com dados previamente tratados [Vianna & Calliari 2015]. Os dados topográficos e batimétricos foram inseridos no programa ArcGis®, onde foram delimitadas três subcélulas de aproximadamente 20 km x 50 km cada uma, para análise. Posteriormente, foram gerados perfis transversais representativos para cada uma das três subcélulas, e em seguida exportados para o programa Microsoft Excel.

Visto que os dados topográficos estavam na altitude geoidal do IBGE de Imbituba, fez-se necessária a correção dos dados originários da carta batimétrica, os quais foram adquiridos ao nível de redução no Porto de Imbituba. Ainda, a fim de estender o perfil topográfico em direção ao continente, incluíram-se dados adquiridos de Figueiredo [2011] por meio de GPS, de Xangri-lá a 20 km ao norte de Arroio do Sal, os quais englobam grande parte da área de estudo. Após o ajuste dos dados batimétricos (antepraia), foi realizada a fusão dos perfis batimétricos e topográficos no programa Microsoft Excel, e os substratos agregados resultantes foram posteriormente utilizados como variável de entrada na simulação do modelo.

2.2.4 Ajuste dos dados batimétricos (Perfil de equilíbrio da antepraia)

A forma mais simples de representar o perfil de equilíbrio, a qual se baseia em uma curva única com concavidade voltada para cima é definida por:

$$h = Ax^m \quad (\text{Equação 3})$$

Onde h é a profundidade da água a uma distância x a partir da linha e costa, A é um parâmetro dimensional e m é um parâmetro adimensional. O parâmetro A é um coeficiente de escala que controla a inclinação geral do perfil, enquanto o expoente m determina a forma do perfil.

Contudo, o modelo utilizado no presente estudo baseia-se na equação da antepraia composta (Eq. 4), proposta por Cowell *et al.* [1992], e adaptada a partir da forma simplificada do perfil de equilíbrio da antepraia. O perfil derivado da forma básica da equação 3 é definido por:

$$h = WA_c x^{m_c} + (1 - W)A_i x^{m_i} \quad (\text{Equação 4})$$

Na equação acima, os subscritos c e i são parâmetros referentes à antepraia superior e inferior, respectivamente, e W representa a função da zona de transição ponderada, definida pela função:

$$W = \exp \left\{ - \left[\frac{|\lambda - x| - |\lambda - x|}{\lambda c} \right]^d \right\} \quad (\text{Equação 5})$$

em que c e d controlam o comprimento e a forma da zona de transição e λ é a extensão da antepraia superior em direção ao oceano.

2.2.5 Balanço Sedimentar

Para que se obtivesse uma estimativa de longo prazo (5,5 ka) do balanço sedimentar, os perfis estratigráficos de Dillenburg *et al.* [2006] foram utilizados para, a partir da espessura do pacote sedimentar e da área, calcular a taxa em $\text{m}^3/\text{m}/\text{ano}$ que o sedimento iria depositar para os três setores da área de estudo, conforme equação 6. A espessura total dos sedimentos regressivos adotada foi 16,83 m, sendo essa a maior profundidade que depósitos regressivos foram encontrados.

$$V_r = \frac{(BW + SW) \times TRS}{5500} \quad (\text{Equação 6})$$

Onde, BW = largura da barreira (m), SW = largura da antepraia superior (m), TRS = espessura total dos sedimentos regressivos (m), e V_r = taxa total de fornecimento de sedimentos ($m^3/m/ano$).

Estimativas de curto prazo do balanço sedimentar foram calculadas, conforme equação 7, utilizando-se dados decadais (1974 a 2000) de fotografias aéreas de Curumim [Esteves *et al.* 2006] a partir das taxas de deslocamento horizontal do perfil. Os valores obtidos nas taxas de progradação da barreira variaram de 3,0 m/ano a 3,4 m/ano. Além das fotografias aéreas, os mesmos autores, em uma escala anual de mapeamento de linha de costa por DGPS, obtiveram uma taxa média de progradação, estimada por regressão linear de 3,0 m/ano. Desse modo, a taxa de deslocamento horizontal do perfil adotada nesse estudo, para uma estimativa de curto prazo foi 3,0 m/ano, sendo este um valor consonante com as duas formas de obtenção dos dados.

As menores taxas de progradação da linha de costa para a região (0,2 m/ano), ocorridas entre 3,325 ka até o presente [Dillenburg & Barboza 2009] também foram consideradas, de modo a dispor de um terceiro valor estimado do balanço sedimentar. A equação 7 também foi utilizada neste caso.

$$V = C_p (h_d + h_c) \quad (\text{Equação 7})$$

Onde, C_p = taxa do deslocamento horizontal do perfil (m/ano), h_d = altura do cordão de dunas frontais (m), h_c = profundidade de fechamento da antepraia superior (m), e V = volume sedimentar ($m^3/m/ano$).

A tabela 2 apresenta os valores relativos ao balanço sedimentar da área de estudo, calculados para os horizontes temporais de 2040 e 2100, inseridos no modelo RanSTM.

Tabela 2. Volumes sedimentares, em m³/m, utilizados como entrada no modelo RanSTM, para os três setores da área de estudo.

Table 2. Sedimentary volumes, in m³/m, used as input in the RanSTM model for the three study area sectors.

Setores	Volume Total (m ³ /m)					
	2040 (x20)			2100 (x80)		
Torres	44	257	650,4	176	1028	2601,6
Capão	42	623,4	685,4	168	2493,6	2741,6
Imbé	44	161	668,4	176	644	2673,6

2.2.6 Dados de Nível do Mar

Para a componente do NMM foram utilizados valores regionais de Jackson & Jevrejeva [2016]. Foi considerado o cenário mais pessimista, baseado no acréscimo de emissões de gases estufa em relação aos níveis pré-industriais, informado pelo RCP (*Representative Concentration Pathway*). Este cenário representa as maiores taxas de subida do NMM – RCP 8.5, e a tabela 3 apresenta os dados empregados nas simulações.

Tabela 3. Dados de nível do mar regionais, em metros, utilizados nas simulações de projeção da linha de costa para os anos de 2040 e 2100, entre os setores “Torres” e “Imbé” - RS [Jackson & Jevrejeva 2016].

Table 3. Regional sea level data, in meters, used in shoreline projection simulations for the years 2040 and 2100, between the “Torres” and “Imbé” sectors – RS [Jackson & Jevrejeva 2016].

Anos	5-95% (m)	Mediana (m)	95% (m)
2040	0,1	0,1	0,18
2100	0,5	0,5	0,9

2.2.7 Influência da geometria e balanço sedimentar dos perfis batimétricos

Primeiramente foi realizada uma simulação padrão, com os parâmetros (topografia, batimetria, NMM e balanço sedimentar) originais dos três setores, a fim de se analisar como as variações morfológicas do substrato de cada um deles respondem a uma elevação do NMM. As simulações foram realizadas para os horizontes temporais de 2040 e 2100.

Posteriormente, também para 2040 e 2100, foram executadas simulações teste, de modo a quantificar individualmente a influência da geometria do perfil batimétrico e do balanço sedimentar no recuo da linha de costa, também em condições de aumento do NMM, para cada setor da área de estudo. A geometria do perfil batimétrico, analisada sob forma de extensão do perfil foi alterada somente para o setor “Imbé”, o qual, teve a profundidade de fechamento da antepraia inferior padronizada com os demais setores, sendo portanto reduzida. Desse modo, pode-se comparar como a linha de costa responde à elevação do NMM, frente a um encurtamento no perfil da antepraia.

O fluxograma da figura 2 resume as simulações realizadas, bem como os parâmetros testados em cada uma delas, e o setor em que foi aplicada.

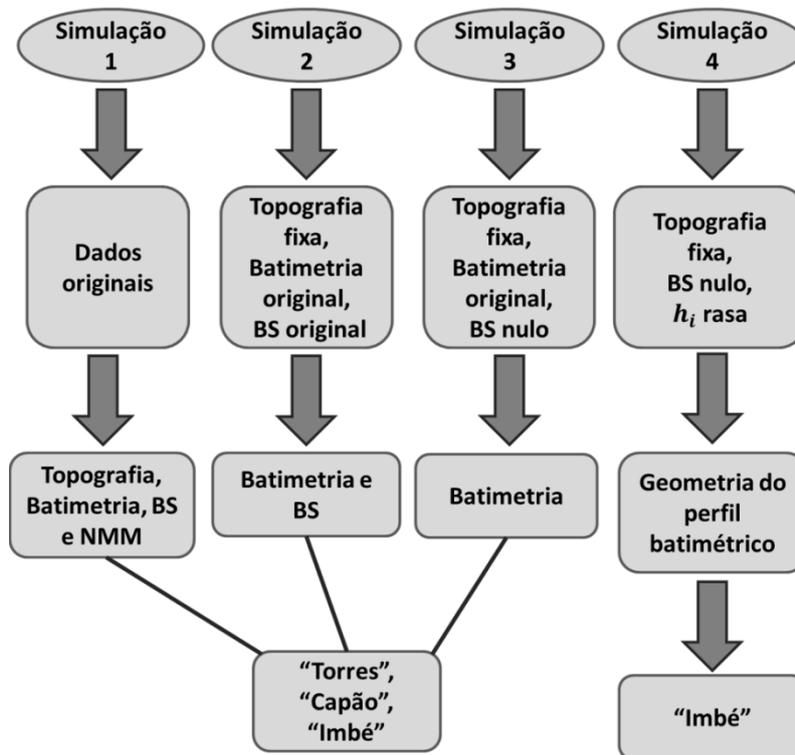


Figura 2. Síntese das simulações realizadas em cada setor da área de estudo, bem como os parâmetros testados em cada uma delas. (BS) = balanço sedimentar; (NMM) = nível médio do mar; (h_i) = profundidade de fechamento inferior.

Figure 2. Synthesis of the simulations performed in each sector of the study area, as well as the parameters tested in each one of them. (BS) = sediment budget; (NMM) = mean sea level; (h_i) = lower closing depth.

2.2.8 Testes Estatísticos

Foram realizados testes estatísticos para os três setores, e para todas as simulações acima descritas, a partir de uma rotina pré-determinada no programa Matlab®. Com base nas análises estatísticas, fez-se possível avaliar se algum dos setores analisados, ou todos eles, fariam parte da mesma distribuição, sendo considerados iguais entre si, sob condições de mudanças climáticas, e consequentemente nos seus respectivos comportamentos de linha de costa.

O fluxograma da figura 3 apresenta as etapas sequenciais da realização dos referidos testes.

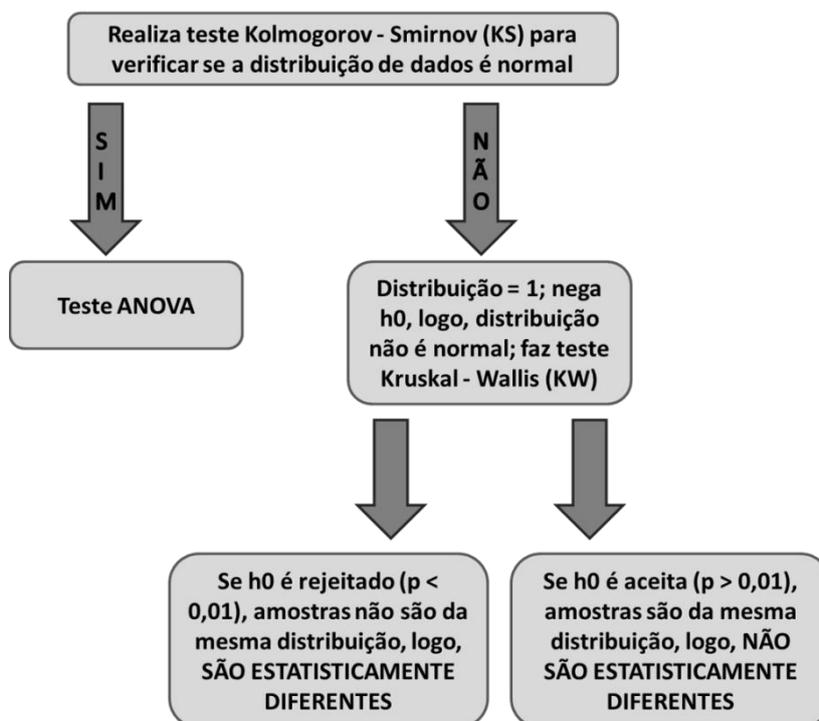


Figura 3. Fluxograma com as etapas seguidas a partir dos dados obtidos através das simulações com o modelo RanSTM.

Figure 3. Flowchart with the steps followed from the data obtained through simulations with the RanSTM model.

3 Resultados e Discussão

A partir da fusão dos perfis batimétricos e topográficos dos três setores, e depois de realizado os ajustes da antepraia para cada um deles, obtiveram-se perfis

topobatimétricos ajustados (Fig. 4), baseado nos quais foram calculadas as declividades (em graus) dos perfis submersos, conforme tabela 4.

Segundo os dados obtidos, quando considerado em sua totalidade, o perfil “Imbé” possui menor declividade, influência de sua maior extensão, visto que a profundidade de fechamento inferior neste perfil é maior do que em “Torres” e “Capão”, e que em maiores profundidades as declividades tendem a diminuir. Porém, quando considerado o perfil “Imbé raso”, há um claro aumento na declividade do mesmo, evidenciando a forte influência do aumento da granulometria, conseqüentemente da diminuição na profundidade de fechamento inferior e extensão do perfil. Ainda, posteriormente observar-se-á, a influência dessas diferenças nos valores de recuo de linha de costa.

Quando analisados os valores de declividades da antepraia superior, observamos que esses são maiores quando comparados com os valores da antepraia inferior. Isso ocorre, pois, as mudanças na elevação do fundo são geralmente maiores nas proximidades da praia, ocasionadas, sobretudo, pela ação das ondas, e diminuem progressivamente a partir da zona de *surf*, onde a hidrodinâmica se dá predominantemente através das correntes [Cowell *et al.* 1999]. Além disso, a areia empilhada contra a praia sob condições de acreção é espalhada por uma área muito mais ampla no mar durante os períodos de erosão, afetando diretamente na declividade do perfil, a qual é maior próximo à praia e menor em direção ao mar aberto [Cowell *et al.* 1999]. Isso é facilmente observado ao se analisar a declividade da antepraia inferior do perfil “Imbé”, o qual, por ser mais longo, possui o menor valor deste parâmetro.

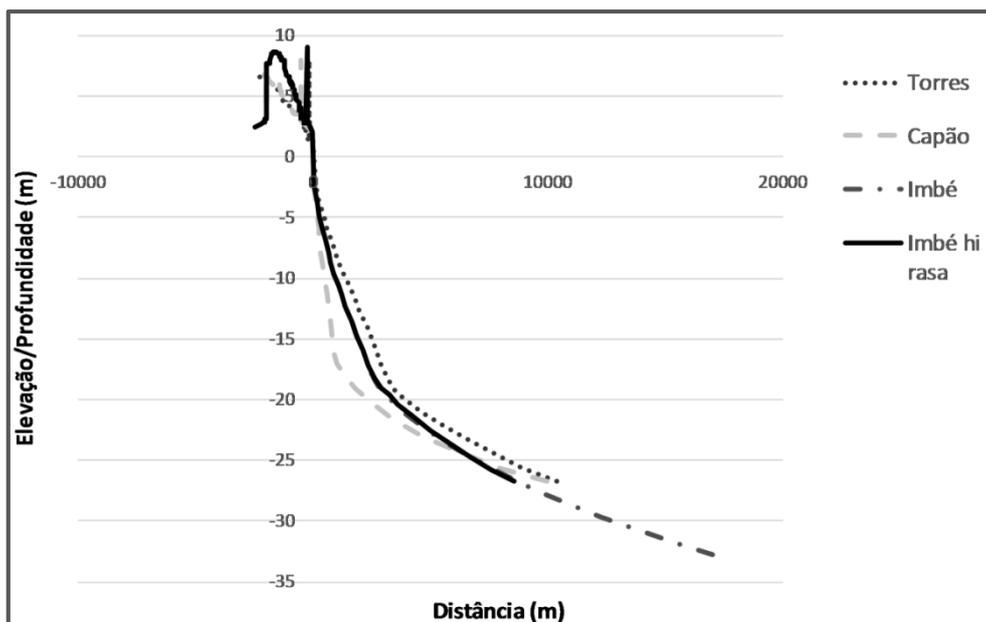


Figura 4. Perfis topobatimétricos ajustados.

Figure 4. Adjusted topobathymetric profiles.

Tabela 4. Valores de declividades, em graus, do perfil batimétrico. US = Upper Shoreface; LS = Lower Shoreface.

Table 4. Slope values, in degrees, of bathymetric profile. US = Upper Shoreface; LS = Lower Shoreface.

Setores	Declividade do perfil total (°)	Declividade da US (°)	Declividade da LS (°)
Torres	0,148	0,436	0,112
Capão	0,154	1,157	0,108
Imbé	0,110	0,630	0,085
Imbé raso	0,179	0,630	0,133

No que se refere às simulações do comportamento da linha de costa, os valores obtidos são apresentados na tabela 5 em forma de recuo médio (50%), para os horizontes temporais de 2040 e 2100. Os valores observados a partir da simulação com os dados originais de cada setor refletem a influência da menor granulometria no setor “Imbé”, a qual acaba por induzir a um prolongamento do perfil da antepraia. Um perfil mais extenso resulta em menor declividade do substrato, influenciada, sobretudo, pelos valores da antepraia inferior, consequentemente, aumentando a erosão costeira, quando em situação de elevação acelerada do NMM. Ainda, os menores valores de recuo da linha de costa observados em “Capão” refletem a maior declividade do perfil neste setor, fortemente influenciada pelo alto valor deste parâmetro na antepraia superior.

Tabela 5. Valores médios de recuo da linha de costa, em metros, para cada simulação realizada. (BS) = Balanço sedimentar.

Table 5. Average values of shoreline recession, in meters, for each simulation performed. (BS) = Sediment Budget.

Simulações	2040			2100		
	Torres	Capão	Imbé	Torres	Capão	Imbé
Dados Originais	18 m	4,7 m	26,6 m	97,1 m	38,3 m	134,4 m
Topografia fixa, Batimetria original, BS original	18 m	3,9 m	25,8 m	97,1 m	38,3 m	134,8 m
Topografia fixa, Batimetria original, BS nulo	29,7 m	21,9 m	35,2 m	142,6 m	105,9 m	167,8 m

A tabela 6 elucida os dados acima, de modo que os apresenta na forma de influência que cada um dos parâmetros analisados exerce no comportamento da linha de costa, em percentual.

Tabela 6. Percentual de influência dos parâmetros: topografia, balanço sedimentar e batimetria nos valores médios de recuo da linha de costa.

Table 6. Influence percentage of the parameters: topography, sedimentary budget and bathymetry on the mean values of shoreline recession.

Influência no comportamento da linha de costa (%)	2040			2100		
	Torres	Capão	Imbé	Torres	Capão	Imbé
Topografia	0	2	1,8	0	0	0,2
Balanço Sedimentar	28,3	44,2	20,7	24,2	39	16,4
Batimetria	71,7	53,8	77,5	75,8	61	83,4

Presume-se, a partir da pequena redução no recuo da linha de costa (1,8% e 2%) nos valores projetados para 2040, devido à topografia, respectivamente nos setores “Imbé” e “Capão”, e um incremento no recuo de apenas 0,2% no setor “Imbé” para o ano de 2100, que a batimetria e o balanço sedimentar são as variáveis de maior influência no comportamento da linha de costa, seja para médio prazo (2040), mas principalmente em longo prazo (2100).

Tal fato pode ser claramente observado nas figuras 5 a 7, as quais representam os resultados das simulações para os três setores, de forma individual, para os anos 2040

e 2100. Nota-se que o setor “Imbé”, o qual apresentou a maior influência da batimetria e a menor importância relativa do balanço sedimentar, nos dois horizontes temporais considerados nesse estudo, foi onde se obteve os maiores valores de recuo da linha de costa, demonstrando novamente a forte influência das variações da geometria do perfil da antepraia, sobretudo de sua declividade (Fig. 5).

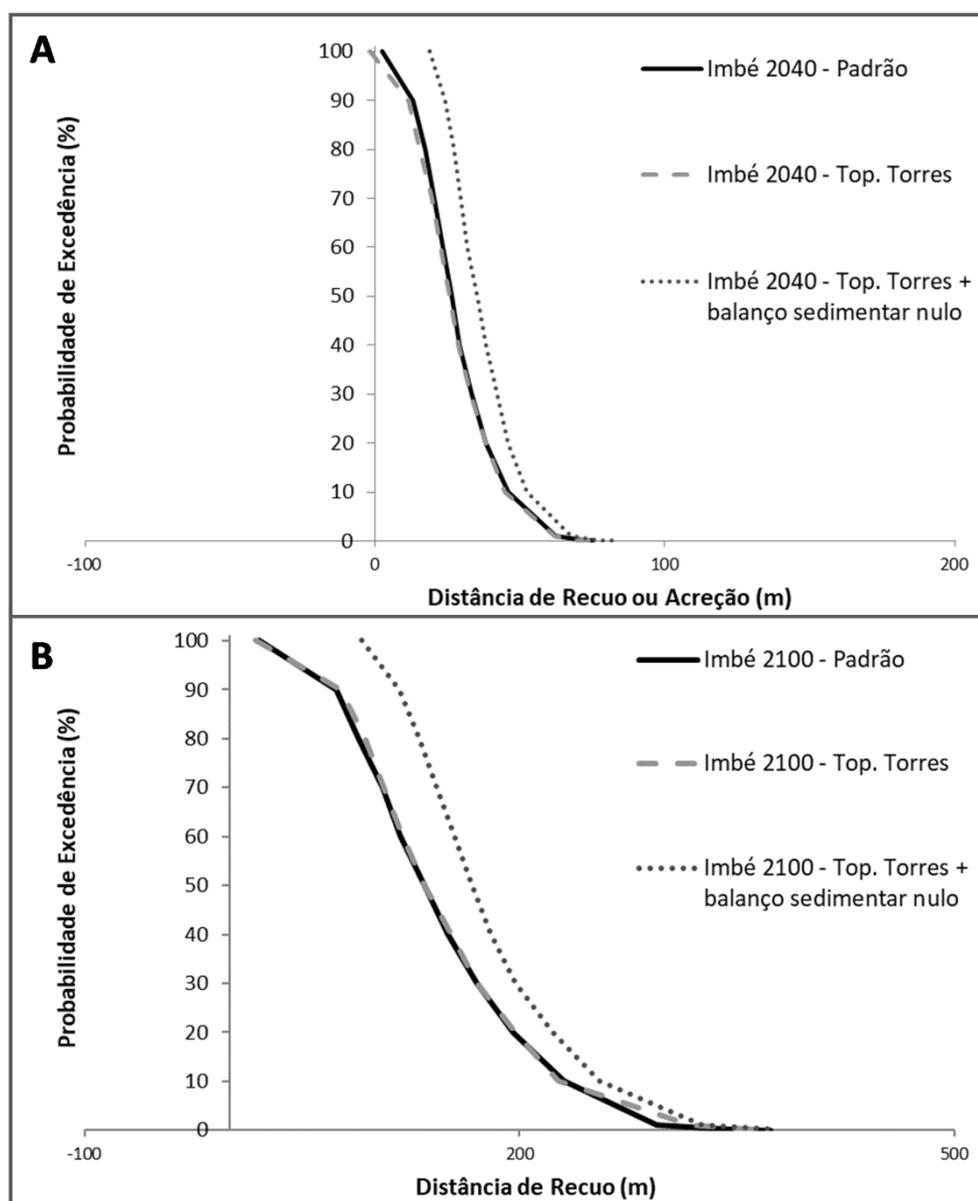


Figura 5. Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Imbé” para o horizonte de previsão de 2040 (A) e 2100 (B). Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria e BS de “Imbé”; Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Imbé” e BS nulo.

Figure 5. Exceedence probability curves for the “Imbé” sector for the 2040 (A) and 2100 (B) forecast horizon. Continuous line: simulation with original data; Dashed line: simulation with “Torres” topography, bathymetry and BS of “Imbé”; Dotted line: simulation with “Torres” topography, “Imbé” bathymetry and null BS.

O setor “Torres”, conforme se observa na figura 6, apresentou influência intermediária, seja da batimetria como do balanço sedimentar, nos valores de recuo da linha de costa. Além disso, também foi o setor que apresentou declividades intermediárias na antepraia, resultando em valores medianos de recuo, situados entre os maiores, obtidos em “Imbé”, e os menores, obtidos em “Capão”.

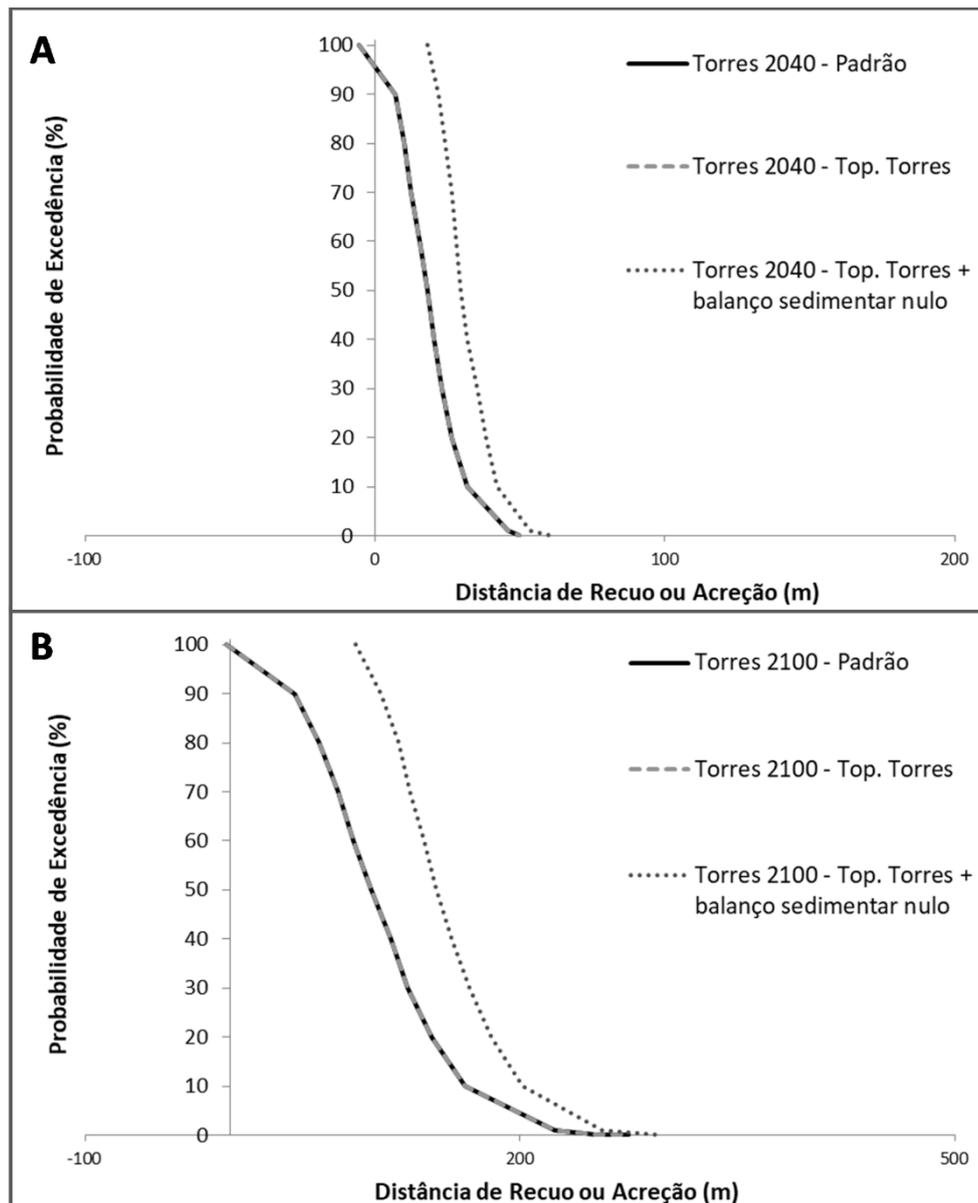


Figura 6. Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Torres” para o horizonte de previsão de 2040 (A) e 2100 (B). Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria e BS de “Torres”; Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Torres” e BS nulo.

Figure 6. Exceedence probability curves for the “Torres” sector for the 2040 (A) and 2100 (B) forecast horizon. Continuous line: simulation with original data; Dashed line: simulation with “Torres” topography, bathymetry and BS of “Torres”; Dotted line: simulation with “Torres” topography, “Torres” bathymetry and null BS.

Por outro lado, o balanço sedimentar possui grande influência no comportamento da linha de costa do setor “Capão” seja em médio, quanto em longo prazo, reduzindo os valores de erosão costeira (Fig. 7). O referido setor situa-se justamente no centro do embaixamento, onde historicamente foram encontradas as maiores taxas de progradação da linha de costa [Dillenburg *et al.* 2005], e onde, no presente estudo, foram obtidos os menores valores de recuo da mesma. No entanto, a batimetria permanece sendo o parâmetro de maior influência no comportamento costeiro do setor.

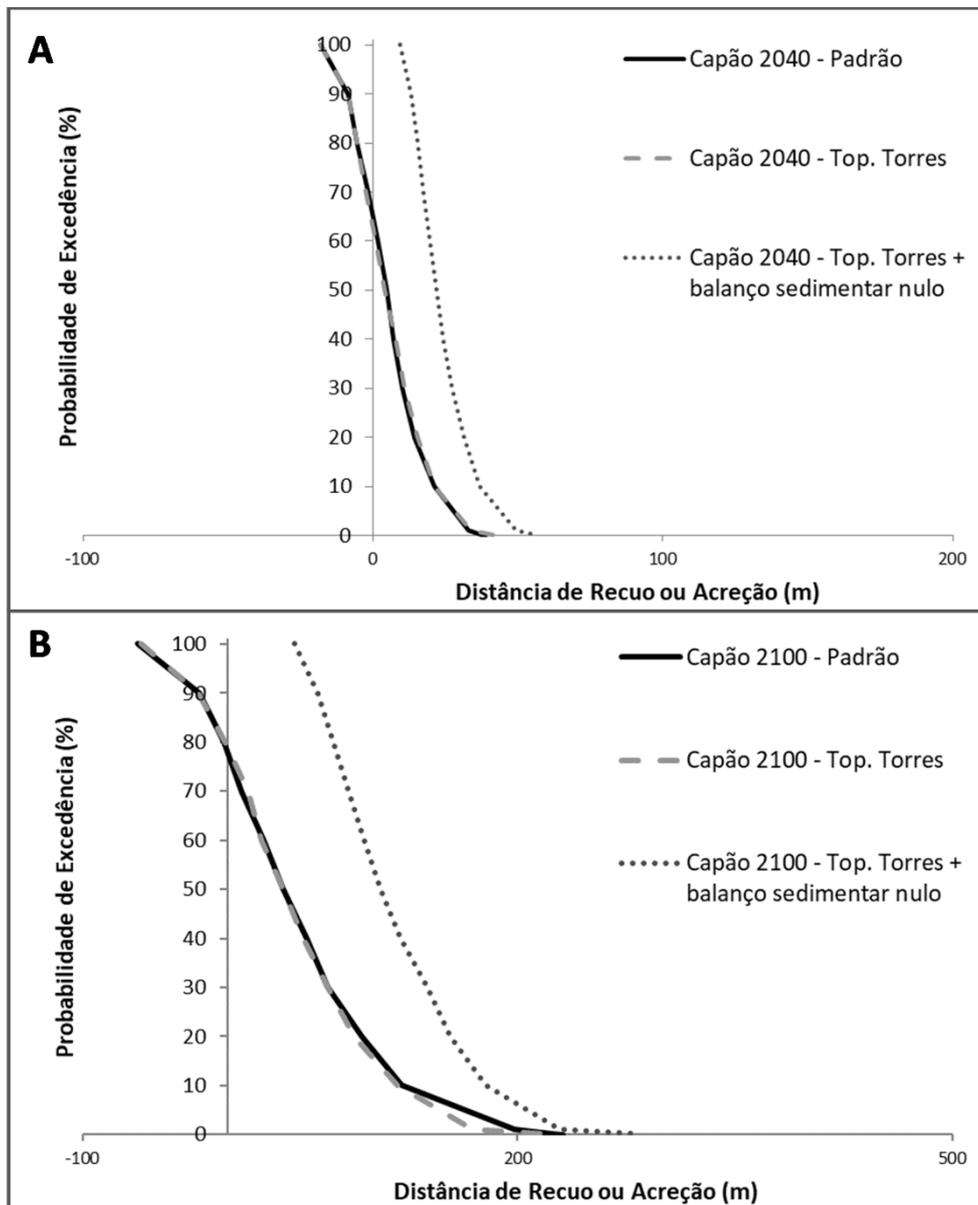


Figura 7. Curvas de probabilidade de excedência para o setor “Capão” para o horizonte de previsão de 2040 (A) e 2100 (B). Linha contínua: simulação com dados originais; Linha tracejada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria e BS de “Capão”;

Linha pontilhada: simulação com topografia de “Torres”, batimetria de “Capão” e BS nulo.

Figure 7. Exceedence probability curves for the “Capão” sector for the 2040 (A) and 2100 (B) forecast horizon. Continuous line: simulation with original data; Dashed line: simulation with “Torres” topography, bathymetry and BS of “Capão”; Dotted line: simulation with “Torres” topography, “Capão” bathymetry and null BS.

Outro importante ponto a se destacar, é que conforme aumenta o horizonte temporal, a influência do balanço sedimentar diminui em todos os setores. Da mesma forma, a importância relativa da topografia em 2040 para os setores “Capão” e “Imbé”, a qual já era muito pequena, no ano de 2100 torna-se praticamente nula. Somado a isso, torna-se evidente o aumento da influência da batimetria no comportamento da linha de costa, conforme se amplia a escala temporal.

Pode-se, portanto, estabelecer uma relação com os dados obtidos através das simulações realizadas para avaliar o comportamento da linha de costa de Torres a Imbé no presente estudo e o que fora alcançado por Dillenburg *et al.* [2000] e Esteves *et al.* [2004]. Embora em longo prazo (últimos 5,5 ka), a barreira de Torres à Imbé tenha progradado, dados de curto e médio prazos mostram uma progradação de Torres a Xangri-lá, mas uma estabilização de Xangri-lá a Tramandaí, além de erosão ao sul da área de estudo. Desse modo, em um cenário de mudanças climáticas, em que a elevação acelerada do NMM foi simulada para 2040 e 2100, e que o balanço sedimentar mostrou ter sua influência reduzida no comportamento da linha de costa, comparado com a batimetria, áreas de maior progradação histórica em situação de estabilidade do NMM apresentaram menores taxas de recuo, e regiões consideradas estáveis apresentaram maiores taxas de recuo.

Nas simulações realizadas apenas para o setor “Imbé”, em que a profundidade de fechamento inferior (h_i) foi igualada a dos outros dois setores, portanto mais rasa, mantendo a topografia de “Torres” e o balanço sedimentar nulo, obtiveram-se os seguintes valores de recuo médio: 25 m e 121,1 m, para 2040 e 2100, respectivamente.

A figura 8 agrega os resultados das simulações dos três setores, com a topografia fixa de “Torres”, batimetria original de cada um, e balanço sedimentar nulo, e ainda, a simulação realizada para o setor “Imbé” com a profundidade de fechamento inferior (h_i) mais rasa. Os gráficos representam os anos de 2040 e 2100, respectivamente.

A partir da figura abaixo, observa-se, claramente, que a redução da profundidade de fechamento inferior observada no setor “Imbé raso” proporciona uma diminuição nos valores de recuo da linha de costa. Esses valores são de aproximadamente 29% para o ano de 2040, e 28% para o ano de 2100, quando comparados com o setor “Imbé”.

Tais valores refletem a influência da menor granulometria no setor “Imbé”, a qual acaba por induzir a um prolongamento do perfil da antepraia, aumentando assim o espaço de acomodação. Assim, é necessário mais sedimento para preencher esse espaço, aumentando, conseqüentemente, as taxas de erosão costeira, e causando um maior recuo da linha de costa, frente à elevação do NMM, ao “consumir” os sedimentos da antepraia superior e pós-praia, a fim de retornar ao equilíbrio. Por outro lado, ao considerarmos uma granulometria mais grossa, o perfil é encurtado, a declividade aumentada, e as taxas de recuo, conseqüentemente, diminuem.

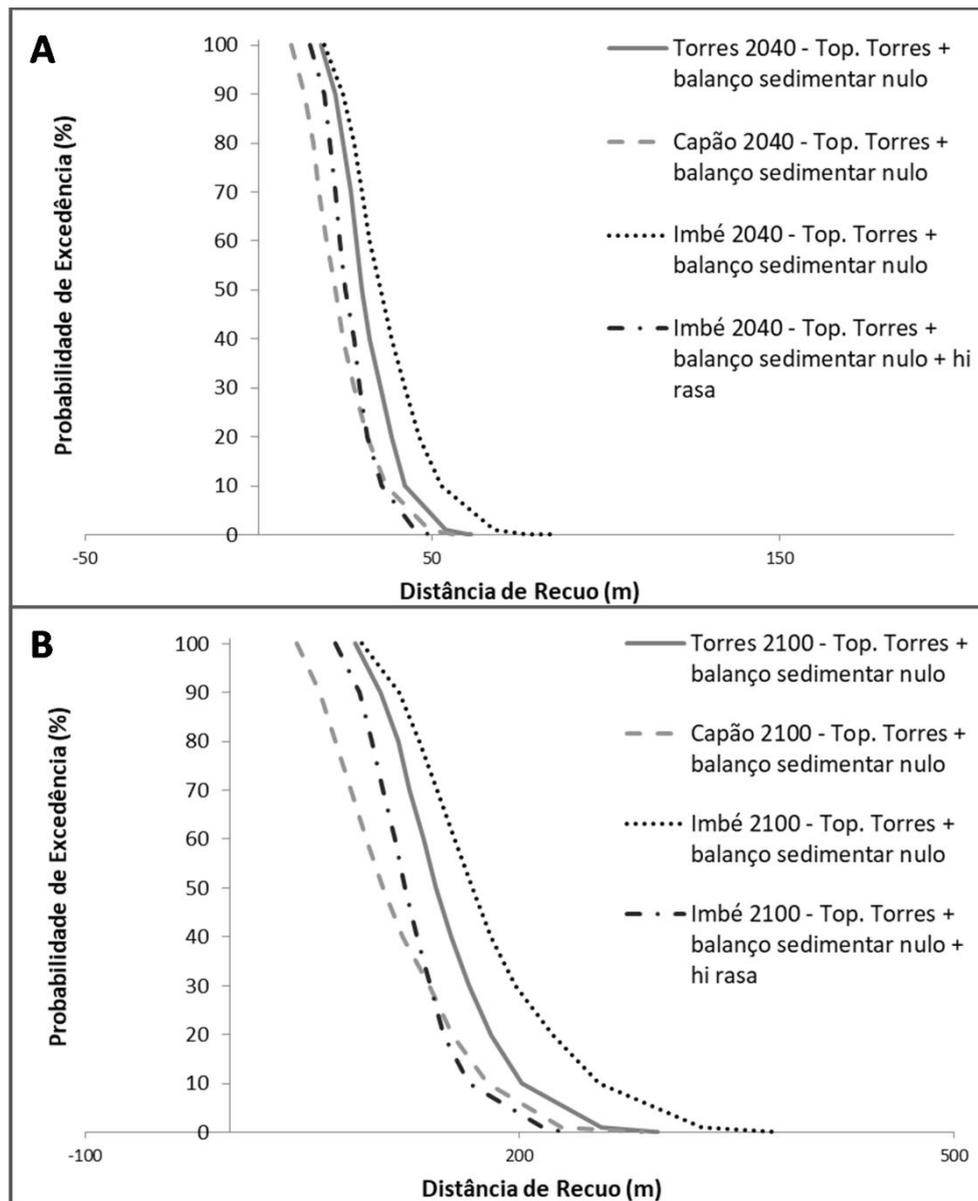


Figura 8. Curvas de probabilidade de excedência para o horizonte de previsão de 2040 (A) e 2100 (B) para os setores “Torres”, “Capão” e “Imbé”, resultados de simulações com topografia fixa de “Torres” e BS nulo. Linha traço-pontilhada: simulação para o setor “Imbé” com profundidade de fechamento inferior (h_i) mais rasa.

Figure 8. Probability of exceeding curves for the 2040 (A) and 2100 (B) forecast horizon for the “Torres”, “Capão” and “Imbé” sectors, results of simulations with fixed topography of “Torres” and null BS. Dash-dotted line: simulation for the “Imbé” sector with shallower lower closing depth (h_i).

Pode-se, portanto, constatar a partir das informações expostas acima, que o padrão dos perfis obtidos no presente estudo está em consonância com o que fora obtido

por Travessas *et al.* [2005]. Estes autores, de modo a reconstruir a linha de costa para três setores adjacentes da costa do RS há cerca de 5,1 ka, simularam uma elevação do nível do mar até 2 metros, em relação ao nível atual. As localidades de Tramandaí, Jardim do Éden e Cidreira, obtiveram recuos de 42,3 m, 36,2 m e 31,5 m, respectivamente, demonstrando que as pequenas diferenças nas declividades dos substratos entre os setores, $0,062^\circ$, $0,067^\circ$ e $0,069^\circ$, respectivamente, resultaram em consideráveis alterações nos valores de recuo de linha de costa. Tal fato também foi observado entre os setores “Torres”, “Capão” e “Imbé” no corrente estudo, em que maiores declividades do substrato ($0,154^\circ$) - mesmo diferenças de poucos minutos de grau -, representaram menores valores de recuo da linha de costa (4,7 m e 38,3 m para 2040 e 2100, respectivamente) durante uma elevação do NMM. O oposto é verdadeiro, onde menores declividades do substrato ($0,110^\circ$), representaram maiores valores de recuo da linha de costa (26,6 m e 134,4 m para 2040 e 2100, respectivamente). Dillenburg *et al.* [2000] também constataram o mesmo padrão no comportamento da linha de costa ao longo de todo o litoral do estado do RS.

Ainda, a partir da figura 8, nota-se que, conforme o horizonte temporal é ampliado, aumenta também a diferença de recuo entre os setores. Tal diferença deve-se, sobretudo, à influência crescente da batimetria dos perfis no comportamento da linha de costa em longo prazo, ao passo que o balanço sedimentar teve sua influência reduzida na resposta costeira, frente a uma elevação do NMM. Esse fato também fora constatado no estudo de Travessas *et al.* [2005], no qual as simulações realizadas permitiram concluir que a declividade do substrato é o parâmetro de maior influência no recuo das barreiras arenosas, nas situações de rápida elevação do NMM. Por outro lado, quando em condições de estabilidade ou elevação muito lenta, o balanço de sedimentos destaca-se como o parâmetro de maior influência [Roy *et al.* 1994]. No trabalho de Travessas *et al.* [2005], foi assumida uma taxa de elevação do NMM de, em média 1,2 cm/ano, entre 8,5 ka e 5,1 ka, considerada rápida, sobretudo quando comparada às baixas taxas de descida (0,04 cm/ano) que sucederam a esse período [Corrêa 1996]. A mesma taxa de elevação do NMM (1,2 cm/ano) foi obtida por Dillenburg *et al.* [2000] entre 9,5 ka e 5 ka.

Nesse contexto, e considerando que no presente estudo as taxas médias de elevação do NMM são consideradas rápidas, 0,5 cm/ano (2040), e 0,63 cm/ano (2100), em relação às baixas taxas médias de descida após o máximo da TMP, conclui-se que, os dados obtidos na atual pesquisa, bem como os utilizados para simular o

comportamento da linha de costa frente a uma elevação do NMM, demonstram que a declividade da antepraia será o fator preponderante na resposta costeira perante variações no NMM, concordando com as informações publicadas em trabalhos pretéritos para a costa do RS [Dillenburg *et al.* 2000; Travessas *et al.* 2005].

Para a costa da Austrália, Kinsela [2007], ao simular a resposta costeira frente às mudanças climáticas nos estuários do Lago Macquarie e Lago Tuggerah, no estado de New South Wales, obteve dados similares aos encontrados por Travessas *et al.* [2005]. O Lago Macquarie apresentou taxas de recuo médio da linha de costa sempre maiores que o Lago Tuggerah, independente do horizonte temporal simulado. Esses valores foram atribuídos ao substrato de gradiente mais baixo, ausência de truncamento de recife, e dunas comparativamente menores no Lago Macquarie, o que resultou em uma maior taxa de recuo. Ainda, o autor, ao comparar as variações na morfologia de dunas com as de morfologia da antepraia, constatou que a última possui maior controle sobre as diferenças na resposta costeira nesses dois embaiamentos. Tal conclusão é similar à obtida na corrente pesquisa, onde se observou que a topografia tem papel irrelevante no recuo da linha de costa, bem como o balanço sedimentar, papel secundário, comparados à batimetria da antepraia.

Com relação aos testes estatísticos realizados, nenhuma combinação de parâmetros testada para os três setores apresentou distribuição de dados normal, fazendo-se necessária a realização, portanto, do teste Kruskal - Wallis, em que se obteve um nível de significância (p) menor que 0,01 ($p < 0,01$) em todos eles. Desse modo, as amostras nos casos simulados para 2040 e 2100: (1) substratos e balanços sedimentares originais; (2) topografias fixas, batimetrias e balanços sedimentares originais; (3) topografias fixas, batimetrias originais e balanços sedimentares nulos; (4) comparação do caso “3” para os três setores com o setor “Imbé” apresentando h_i mais rasa; são estatisticamente diferentes entre si, não pertencendo à mesma distribuição.

A figura 9 exemplifica um dos casos em que as amostras não se sobrepõem. Os valores 1, 2, 3 e 4 representados no eixo das ordenadas são respectivamente os setores “Torres”, “Capão”, “Imbé” e “Imbé” com h_i mais rasa. As linhas pontilhadas indicam o setor que está sendo testado. Caso houvesse amostras da mesma distribuição, o que não ocorreu em nenhum dos testes realizados, o marcador representando o setor estatisticamente igual ao analisado mudaria de cor.

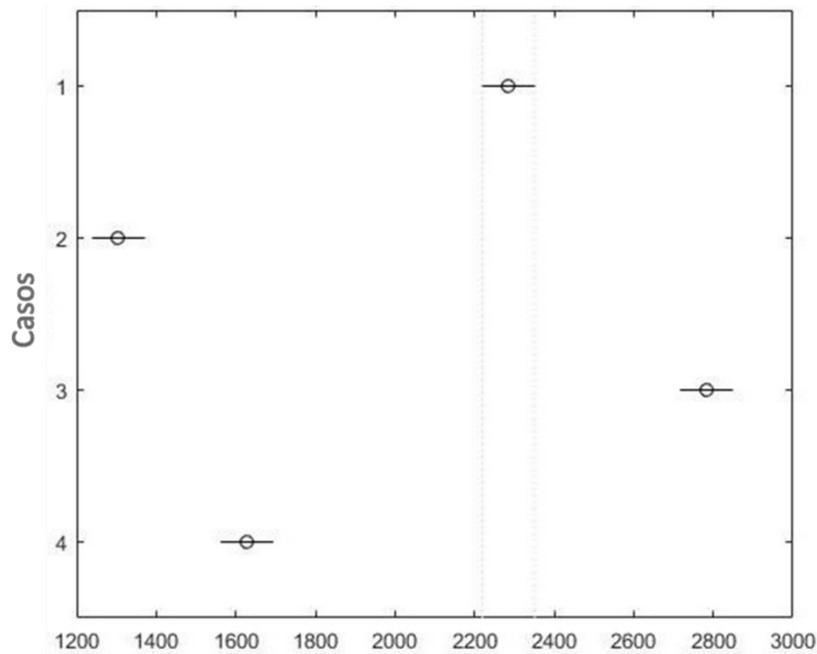


Figura 9. Representação gráfica do teste Kruskal – Wallis (KW), com todas as amostras estatisticamente distintas.

Figure 9. Graphical representation of the Kruskal - Wallis (KW) test, with all statistically distinct samples.

Os testes estatísticos acima realizados comprovam que, mesmo dentro do suave embaçamento, região que *a priori* poderia ser considerada morfodinamicamente homogênea, os setores possuem comportamentos bastante distintos entre si, refletindo em diferentes valores de recuo, apresentados anteriormente, e os quais podem ser visualizados nas figuras 10 a 12.

Os mapas de recuo da linha de costa abaixo ilustram as simulações realizadas para os três setores, para os anos de 2040 e 2100, em que foram utilizados os dados originais de cada um deles. São apresentados os contornos referentes à linha de costa atual, em que se considerou a base das dunas, bem como às probabilidades de ocorrência de 10% e 50% de recuo da linha de costa para os dois horizontes temporais.

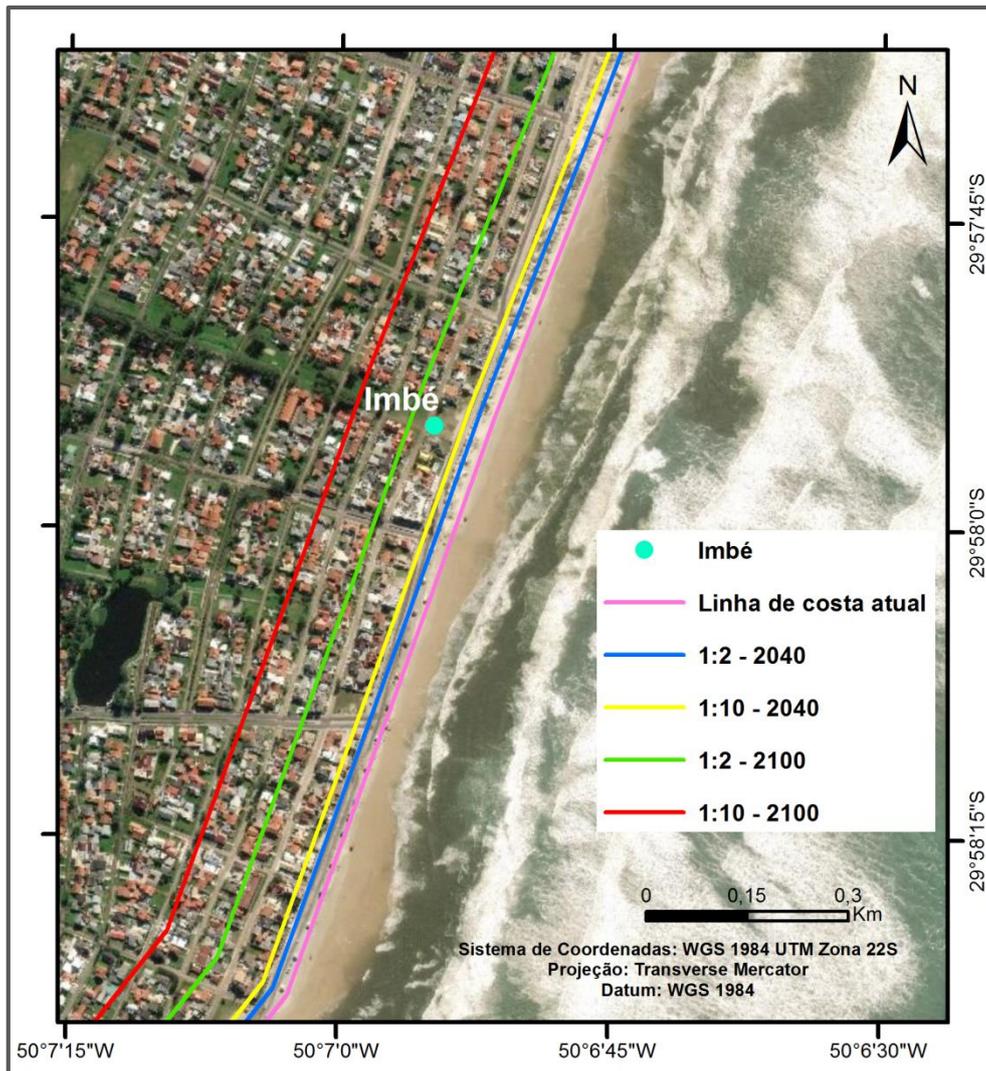


Figura 10. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Imbé”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual.

Figure 10. Contours representing recession distance likely to be exceeded at different levels of risk by 2040 and 2100 forecasts at the area of “Setor Torres”. Recession distances were modelled from the present day foredune line.

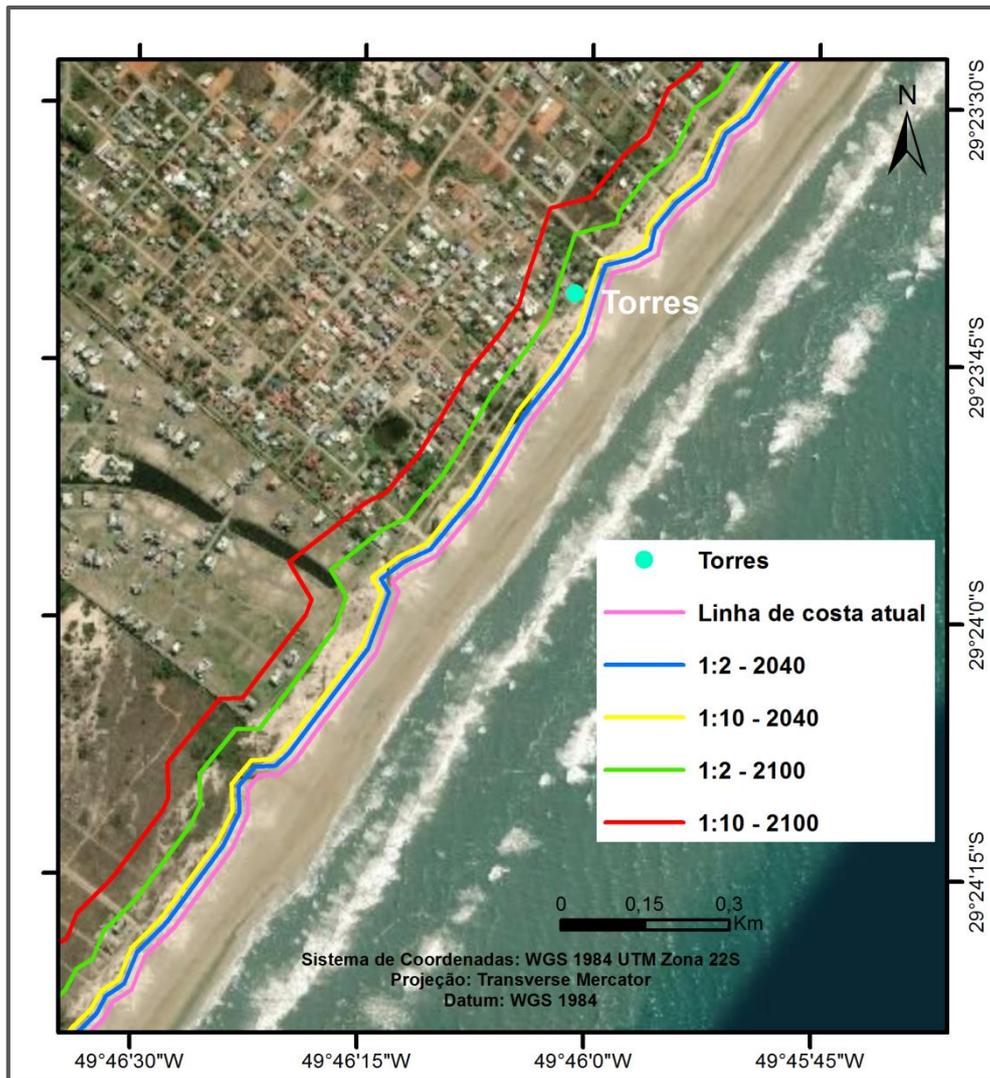


Figura 11. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Torres”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual.

Figure 11. Contours representing recession distance likely to be exceeded at different levels of risk by 2040 and 2100 forecasts at the area of “Setor Torres”. Recession distances were modelled from the present day foredune line.

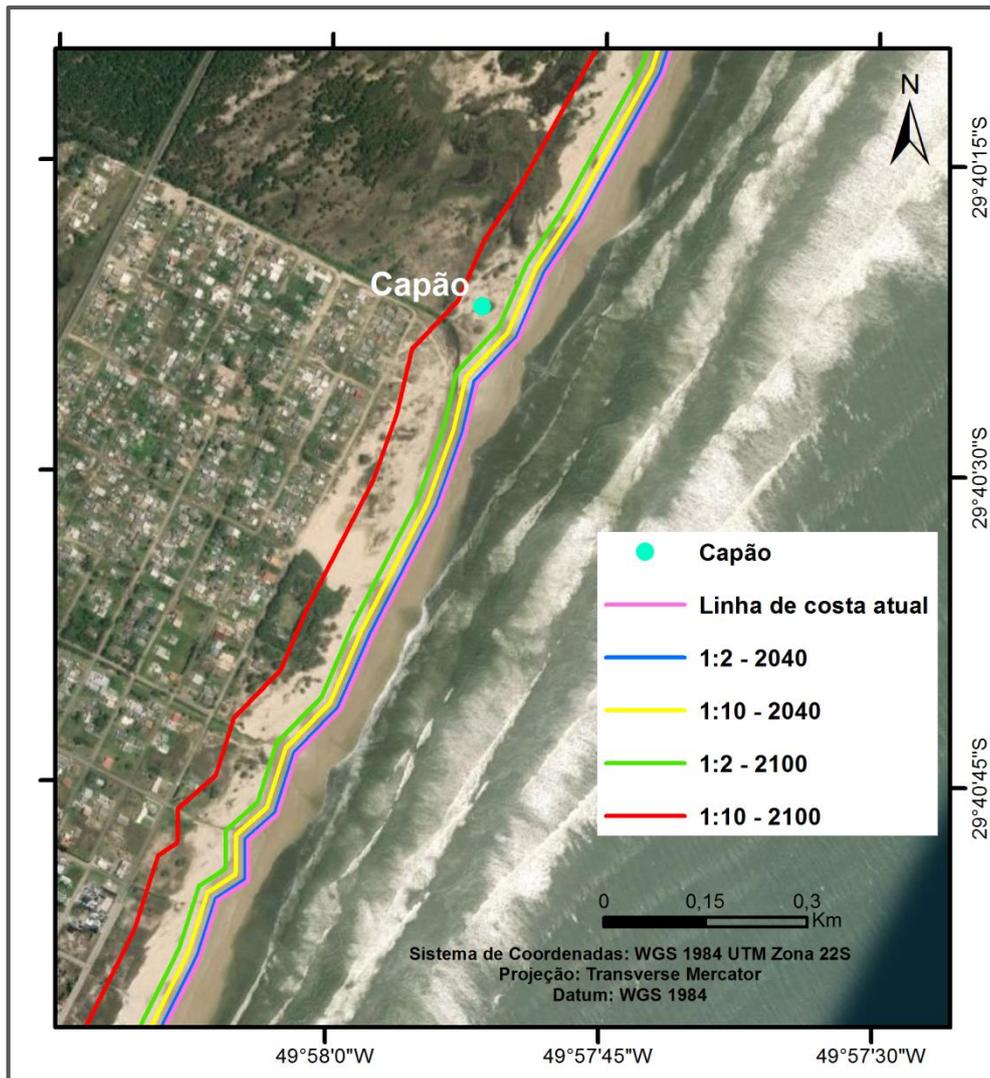


Figura 12. Contornos representando a distância de recuo a ser provavelmente excedida em 2040 e 2100, na área do Setor “Capão”. Distâncias modeladas a partir da base da duna atual.

Figure 12. Contours representing recession distance likely to be exceeded at different levels of risk by 2040 and 2100 forecasts at the area of “Setor Capão”. Recession distances were modelled from the present day foredune line.

Diante do exposto, e sabendo-se que o litoral entre Torres e Imbé é predominantemente urbanizado, composto por moradores fixos e, sobretudo flutuantes, em época de veraneio, tal fato torna a região altamente vulnerável aos efeitos das mudanças climáticas globais. Somado a isso, visto que a batimetria da antepraia evolui através da relação entre erosão e deposição, e que os diferentes setores do suave embaixamento se comportam de maneira bastante distinta, é de extrema importância o

estudo detalhado da área mencionada, a fim de avaliar as respostas morfológicas dessa região costeira frente à elevação do NMM.

4 Conclusões

Dentre as conclusões, destaca-se que a antepraia demonstrou exercer controle principal na resposta costeira, e conseqüentemente na posição da linha de costa, durante o aumento do NMM. Para os futuros cenários projetados, as diferenciações morfológicas de cada setor certamente serão relevantes e deverão ser consideradas, respeitando as individualidades de cada um, pois cada setor da área de estudo responde de maneira distinta às elevações do NMM.

Não obstante, enumeram-se as demais conclusões do trabalho:

- O recuo da linha de costa varia significativamente, entre setores, devido às variações da declividade da antepraia, especialmente em maior escala temporal (2100);
- Maiores valores de recuo da linha de costa foram verificados nas extremidades do embaçamento, onde a antepraia apresenta as menores declividades, comparativamente à porção central, onde são encontradas as maiores declividades;
- Maiores taxas de recuo da linha de costa (1,33 m/a e 1,68 m/a) foram verificadas no setor “Imbé” e as menores taxas (0,24 m/a e 0,48 m/a) no setor “Capão”, respectivamente para os anos de 2040 e 2100;
- O balanço sedimentar apresentou um papel secundário no recuo, porém, com mais relevância no setor central;
- A topografia das dunas apresentou papel irrelevante no recuo da linha de costa, em médio e longo prazos.

Referências bibliográficas

As referências serão apresentadas ao final do documento, juntamente com as utilizadas nos capítulos anteriores.

Capítulo V: Síntese da Discussão e Conclusões

A região costeira que se estende de Torres a Imbé teve o comportamento das suas barreiras arenosas, até 5,5 ka, controlado pelas características geológicas herdadas regionalmente, como a declividade, diante de uma elevação do NMM. Posterior a esse período, o controle do balanço sedimentar predominou sobre o sistema costeiro, influenciando a resposta das barreiras em condição de estabilidade do NMM. No entanto, considerando o atual cenário de mudanças climáticas globais, a região mostrou-se, mais uma vez, predominantemente influenciada pela declividade do perfil batimétrico.

Nesse contexto, a antepraia demonstrou ser componente fundamental no controle da linha de costa, pois através do seu comportamento em larga escala foi possível avaliar efeitos do aumento do NMM, e conseqüentemente prover informações relevantes para o desenvolvimento de estratégias de manejo local. Para os futuros cenários projetados, essas certamente serão necessárias e deverão ser realizadas respeitando as individualidades de cada setor da área de estudo, pois cada um deles responde de maneira distinta às elevações do NMM, sobretudo devido às diferenças morfológicas dos seus perfis batimétricos.

Tais variações batimétricas demonstraram ser mais importantes que o balanço sedimentar, em médio e, sobretudo em longo prazo, evidenciando um maior recuo da linha de costa nas extremidades do embaiamento, e um menor recuo na porção central, em situação de elevação do NMM. Este fato permitiu a constatação de que o perfil “Capão”, com maiores gradientes na declividade do substrato ($0,154^\circ$), mesmo na ordem de poucos minutos de grau, é menos vulnerável aos efeitos costeiros esperados pelas mudanças climáticas. O oposto é verdadeiro, pois no perfil “Imbé” com menores gradientes na declividade do substrato ($0,110^\circ$) obtiveram-se os maiores valores de recuo da linha de costa.

Padrões distintos de declividade foram obtidos entre a antepraia superior e inferior, ao longo dos três perfis, refletindo a diferença temporal existente na resposta às forçantes externas, em cada uma dessas zonas costeiras. Tal diferença temporal ocorre, sobretudo, devido à diferença espacial existente entre essas regiões. Nesse sentido, e diante das evidências de que as respostas costeiras tendem a ser mais lentas com a profundidade, as variações na geometria dos perfis batimétricos da antepraia inferior demonstraram grande sensibilidade, exercendo importante papel nas taxas de recuo da linha de costa. No entanto, as diferentes zonas da antepraia não são

morfodinamicamente independentes, e as interações sedimentares entre elas se combinam ao longo do tempo para produzir tendências de longo prazo.

Capítulo VI: Apêndices

APÊNDICE I

Parâmetros geométricos da antepiraia

Setor \ Parâm.	m_c	c	d	m_i	λ	h_c	λ^*	h_i	A_c	A_i	W_c
Torres	0,66	3,48	6,0	0,3	1149	-8,7	10375,7	-26,7	-0,08	-1,67	2891,3
Capão	0,72	2,37	6,0	0,2	433	-8,7	9947,0	-26,7	-0,11	-4,24	741,8
Imbé	0,6	4,94	6,0	0,3	795,4	-8,7	17019,5	-32,7	-0,16	-1,76	2843,4
Imbé h_i rasa	0,6	4,94	6,0	0,32	795,4	-8,7	8547,1	-26,7	-0,16	-1,48	2843,4
Perfil sintético I	0,66	11,09	6,0	0,66	1149	-8,7	10375,7	-26,7	-0,08	-0,06	9226,7
Perfil sintético II	0,4	7,76	6,0	0,66	1149	-8,7	10375,7	-26,7	-0,52	-0,06	6456,4
Perfil sintético III	0,66	3,48	6,0	0,4	1149	-8,7	10375,7	-26,7	-0,08	-0,66	2891,3
Perfil sintético IV	0,4	1,62	6,0	0,4	1149	-8,7	10375,7	-26,7	-0,52	-0,66	1344,4

APÊNDICE II

Parâmetros do Balanço Sedimentar

Valores dos parâmetros utilizados para calcular o volume sedimentar para longo prazo (5,5 ka), baseados em dados estratigráficos.

	Torres	Capão	Imbé
(BW) Largura da barreira (m)	2400	4700	2000
(SW) Largura da antepraia superior (m)	1800	6500	630
(TRS) Espessura total dos sedimentos regressivos (m)	16,83	16,83	16,83
(V_r) Taxa total de fornecimento de sedimentos (m³/m/ano)	12,85	34,27	8,05

Valores dos parâmetros utilizados para calcular o volume sedimentar para curto prazo, baseado em dados de fotografias aéreas e dados de DGPS (1974-2000).

	Torres	Capão	Imbé
(C_p) Taxa do deslocamento horizontal do perfil (m/ano)	3,0	3,0	3,0
(h_d) Altura do cordão de dunas frontais (m)	2,7	2,25	3,0
(h_c) Profundidade de fechamento da antepraia superior (m)	8,14	8,14	8,14
(V) Volume sedimentar (m³/m/ano)	32,52	31,17	33,42

Valores dos parâmetros utilizados para calcular o volume sedimentar durante o período de menor progradação da linha de costa da área de estudo (3,325 ka - 0).

	Torres	Capão	Imbé
(C_p) Taxa do deslocamento horizontal do perfil (m/ano)	0,2	0,2	0,2
(h_d) Altura do cordão de dunas frontais (m)	2,7	2,25	3,0
(h_c) Profundidade de fechamento da antepraia superior (m)	8,14	8,14	8,14
(V) Volume sedimentar ($m^3/m/ano$)	2,2	2,1	2,2

Capítulo VII: Referências Bibliográficas

- Aagaard T, Sorensen P (2012) Coastal profile response to sea level rise: a process-based approach. *Earth Surf. Process. Landforms* 37: 354–362. doi.org/10.1002/esp.2271
- Ângulo RJ, Lessa GC, Souza MC De (2006) A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25: 486–506. doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- Bitencourt VJB, Dillenburg SR (2020) Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers. *Mar. Geol.* 419: 106077. doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106077
- Bowen AJ (1980) Simple models of nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars. In: McCann SB (ed) *The Coastline of Canadá - Littoral Processes and Shore Morphology*. Halifax, Nova Scotia, pp 1–11
- Bruun P (1988) The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two-and three-dimensional usages. *J. Coast. Res.* 4: 627–648. doi.org/10.2307/4297466
- Bruun P (1962) Sea-level Rise as a Cause of Shoreline Erosion. *J. Waterw. Harb. Div.* 88: 117–130
- Bruun P (1954) *Coast Erosion and the Development of Beach Profiles*. Beach Erosion Board Technical Memo, n°. 44, US Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg US. 79 p
- Carter RWG (1988) *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. London:Academic. 617 p
- Church JA, Clark PU, Cazenave A, Gregory JM, Jevrejeva S, Levermann A, Merrifield MA, Milne GA, Nerem RS, Nunn PD, Payne AJ, Pfeffer WT, Stammer D, Unnikrishnan AS (2013) Sea Level Change. In: Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge and New York. 79 p. doi.org/10.1017/CBO9781107415324.026

- Church JA, Gregory JM, Huybrechts P, Kuhn M, Lambeck C, Nhuan MT, Qin D, Woodworth PL (2001) Changes in Sea Level. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, Van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA (eds) *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, pp 639–694
- Corrêa ICS (1996) Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-B Brésil. *Mar. Geol.* 130: 163–178. doi.org/10.1016/0025-3227(95)00126-3
- Cowell PJ & Thom BG (1994) Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter RWG, Woodroffe CD (eds) *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge Press, Cambridge, pp 33-86
- Cowell PJ, Hanslow DJ, Meleo JF (1999) The Shoreface. In: Short AD (ed) *Beaches & Shorefaces Morphodynamics*. John Wiley & Sons, New York, pp 1–54
- Cowell PJ, Kinsela MA (2018) Shoreface Controls on Barrier Evolution and Shoreline Change. In: Moore LJ, Murray AB (eds) *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 243–275
- Cowell PJ, Roy PS, Jones RA (1995) Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Mar. Geol.* 126: 45–61
- Cowell PJ, Roy PS, Jones RA (1992) Shoreface Translation Model: Computer simulation of coastal-sand-body response to sea-level rise. *Math. Comput. Simul.* 33: 603–608. doi.org/10.1016/0378-4754(92)90158-D
- Cowell PJ, Stive MJF, Niedoroda AW, Swift DJP, De HJ, Buijsman MC, Nicholls RJ, Roy PS, Kaminsky GM, Reed CW, Boer PL De, Cowell PJ, Stive MJF, Niedoroda AW, Swift DJP, Vriend HJ De, Buijsman MC, Nicholls RJ, Roy PS, Kaminsky GM, Cleveringas J, Reed CW, Boer PL De (2003a) The Coastal-Tract (Part 2): Applications of Aggregated Modeling of Lower-order Coastal Change. *J. Coast. Res.* 19: 828–848. doi.org/10.2307/4299223
- Cowell PJ, Stive MJF, Niedoroda AW, Vriend HJ De, Swift DJP, Kaminsky GM, Capobianco M (2003b) The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to

- Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change. *J. Coast. Res.* 19: 812–827.
doi.org/10.2307/4299222
- Cowell PJ, Stive MJF, Roy PS, Kaminsky GM, Buijsman MC, Thom BG, Wright LD
(2001) Shoreface Sand Supply to Beaches. In: *Proceedings 27th International Coastal Engineering Conference*, pp 2495–2508
- Cowell PJ, Thom BG, Jones RA, Everts CH, Simanovic D (2006) Management of
Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *J. Coast. Res.* 22:
232–245. doi.org/10.2112/05A-0018.1
- Curry JR (1964) Transgressions and Regressions. In: Miller RC (ed) *Papers in Marine Geology*, pp 175–203
- Dean RG (1991) Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) 7: 53–84
- Dean RG (1977) Equilibrium beach profile: US Atlantic and Gulf coast ocean. *Ocean Engineering Report n°12*. University of Delaware, Department of Civil Engineering. Newark, Delaware
- Dean RG, Dalrymple RA (2004) *Coastal processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press. 489 p
- Dean RG, Maurmeyer EM (1983) Models of beach profile response. In: Komar P, Moore J (eds) *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp 151–165
- Dillenburg SR, Barboza EG (2009) Long- and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) 599–601
- Dillenburg SR, Barboza EG, Rosa MLCC, Caron F, Sawakuchi AO (2017) The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Mar. Geol.* 390: 106–119. doi.org/10.1016/j.margeo.2017.06.007
- Dillenburg SR, Barboza EG, Tomazelli LJ, Hesp P, Clerot LCP, Ayup-Zouain RN (2009) The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg SR,

- Hesp PA (eds) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp 53–91. doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9
- Dillenburg SR, Roy PS, Cowell PJ, Tomazelli LJ (2000) Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) 16: 71–81. doi.org/10.2112/03-0071.1
- Dillenburg SR, Tomazelli LJ, Clerot LCP (2003) Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the late Holocene. In: *Proceedings of the 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Process*. New York American Society of Civil Engineers, New York
- Dillenburg SR, Tomazelli LJ, Hesp PA, Barboza EG, Clerot LCP, da Silva DB (2006) Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) pp 132–135
- Dillenburg SR, Tomazelli LJ, Martins LR, Barboza EG (2005) Modificações de longo e curto período da linha de costa das barreiras do Rio Grande do Sul. *GRAVEL* 3: 9–14
- Eagleson PS, Dean RG (1961) Wave induced motion of bottom sediment particles. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.* 126: 1162–1189
- Esteves LS, Dillenburg SR, Toldo Jr, EE (2004) Alongshore Patterns of Shoreline Movements in Southern Brazil. *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) SI 39: 215–219
- Esteves LS, Williams JJ, Dillenburg SR (2006) Seasonal and Interannual Influences on the Patterns of Shoreline Changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *J. Coast. Res.* 22: 1076–1093. doi.org/10.2112/04-0227R.1
- Figueiredo SA De, Goulart ES, Calliari LJ (2019) Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: insights from model experiments in southern Brazil. *Geomorphology* 31 p. doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935
- Figueiredo Jr AG, Madureira LSP (2005) SÉRIE DOCUMENTOS REVIZEE – SCORE

SUL - Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na Região Sudeste-Sul do Brasil. 1-64

Figueiredo SA (2011) External forcing and internal controls on coastal response to climate change at Rio Grande do Sul, southern Brazil. PhD, Univ. Sydney. University of Sydney. 164 p

Hallermeier RJ (1981) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coast. Eng.* 4: 253–277

Inman DL, Elwany MHS, Jenkins SA (1993) Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches. *J. Geophys. Res.* 98: 18,181-18,199

IPCC (2007) Climate Change 2007: The physical science basis. Contrib. Work. Gr. I to Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang. 966 p

IPCC (2001) Summary for Policymakers. A Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pp 1-20

Jackson LP, Jevrejeva S (2016) A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Glob. Planet. Change* 146: 179–189. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.006

Jevrejeva S, Jackson LP, Riva REM, Grinsted A, Moore JC (2016) Coastal sea level rise with warming above 2 °C. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113: 13342–13347. doi.org/10.1073/pnas.1605312113

Kinsela MA (2007) Topographic control of dune response to climate-change impacts. *Sch. Geosci. University of Sydney.* 161 p

Lempert R, Popper S, Bankes S (2003) Shaping the Next One Hundred Years: New Methods for Quantitative, Long-term Policy Analysis. RAND, Santa Monica, USA. 1626 p

Martinho CT, Dillenburg SR, Hesp P (2009) Wave energy and longshore sediment transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Coast. Res.* 25: 285–293. doi.org/10.2112/06-0645.1

Moore DG, Curray JR (1964) Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built

- terraces: discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.* 75: 1267–1274.
- Motta VF (1969) Relatório Diagnóstico Sobre a Melhoria e o Aprofundamento do Acesso pela Barra do Rio Grande. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre. 164 p
- Motta VF (1967) Estudo em modelo reduzido para a regularização da embocadura lagunar de Tramandaí. In: II Congresso Nacional de Transportes Marítimos e Construção Naval. Soc. Bras. De Eng. Naval. Rio de Janeiro, RJ, pp 67–117
- Nicholls RJ, Birkemeier WA, Lee G-H (1998) Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Mar. Geol.* 148: 179–201. doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00011-5
- Nicholls RJ, Hanson SE, Lowe JA, Warrick RA, Lu X, Long AJ (2014) Sea-level scenarios for evaluating coastal impacts. *Wires Clim. Chang.* 5: 129–150. doi.org/10.1002/wcc.253
- Niedoroda AW, Swift DJP (1991) Shoreface processes. In: Herbich JB (ed) *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*. Gulf Publishing Co., pp 736–769
- Niedoroda AW, Swift DJP, Hopkins TS (1985) The Shoreface. In: Davis Jr RA (ed) *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag New York, pp 533–624
- Ortiz AC, Ashton AD (2016) Exploring shoreface dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 121: 442–464. doi.org/10.1002/2015JF003699
- Pereira da Silva R, Calliari LJ (1998) Erosion Processes associated to storm surge and washout along the south Brazilian coastline. *J. Coast. Res.* 26: 1–7
- Pianosi F, Beven K, Freer J, Hall JW, Rougier J, Stephenson DB, Wagener T (2016) Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow. *Environ. Model. Softw.* 79: 214–232. doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.02.008
- Pilkey OH, Young RS, Riggs SR, Sam Smith AW, Wu H, Pilkey WD (1993) The Concept of Shoreface Profile of Equilibrium: A Critical. *J. Coast. Res.* (ISSN 0749-0208) 9: 255–278

- Rahmstorf S (2007) A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise. *Science* 315: 368–370. doi.org/10.1126/science.1135456
- Rahmstorf S, Cazenave A, Church JA, Hansen JE, Keeling RF, Parker DE, Somerville RCJ (2007) Recent Climate Observations Compared to Projections. *Science* 316: 709
- Reguero BG, Losada IJ, Méndez FJ (2019) A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat. Commun.* 10:205 1-14. doi.org/10.1038/s41467-018-08066-0
- Roy PS, Cowell PJ, Ferland MA, Thom BG (1994) Wave dominated coasts. In: Carter RWG, Woodroffe CD (eds) *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge Press, Cambridge, pp 121–186
- Ruggiero P, Buijsman M, Kaminsky GM, Gelfenbaum G (2010) Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change. *Mar. Geol.* 273: 127–140. doi.org/10.1016/j.margeo.2010.02.008
- Sloss LL (1962) Stratigraphic Models in Exploration. *J. Sediment. Petrol.* 32: 415–422
- Stive MJF, De Vriend HJ (1995) Modeling Shoreface Profile Evolution. *Mar. Geol.* 126: 235–248. doi.org/10.1016/0025-3227(95)00080-I
- Stive MJF, Ranasinghe R, Cowell PJ (2009) Sea Level Rise and Coastal Erosion. In: Kim YC (ed) *Handbook of Ocean and Coastal Engineering*. Singapore: World Scientific Publishing, pp 1023–1037
- Swift DJP, Thorne JA (1991) Sedimentation on continental margins. I. A general model for shelf sedimentation. In: Swift DJP, Oertel GF, Tillman RW, Thorne JA (eds) *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, pp 3–31
- Toldo Jr EE, Dillenburg SR, Almeida LESB, Tabajara LL, Martins RR, Cunha LOBP (1993) Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. *Pesqui. em Geociências* 20: 27–32. doi.org/10.22456/1807-9806.21279
- Toldo Jr EE, Nicolodi JL, Almeida LESB, Corrêa ICSLS (2006) Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *J. Coast. Res.* pp 390–394

- Tomazelli LJ, Dillenburg SR, Villwock JA (2000) Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30: 474–476
- Tomazelli LJ, Villwock JA, Dillenburg SR, Bachi FL, Dehnhardt BA (1998) Significance of Present-Day Coastal Erosion and Marine Transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 70: 221–229
- Tortora P, Cowell PJ, Adlam K (2009) Transgressive coastal systems (1st part): Barrier migration processes and geometric principles. *J. Mediterr. Earth Sci.* 1: 1–13. doi.org/10.3304/JMES.2009.001
- Travessas F de A, Dillenburg SR, Clerot LCP (2005) Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Bol. Parana. Geociências* 57: 57–73
- Urien CM, Martins LR (1978) Structural and physiographic map of eastern South America and western South Africa. CECO/UFRGS. Porto Alegre, Brasil. Série Mapa
- Vianna HD, Calliari LJ (2015) Variabilidade do sistema praia-dunas frontais para o litoral norte do Rio Grande do Sul (Palmares do Sul a Torres, Brasil) com o auxílio do Light Detection and Ranging – Lidar. *Pesqui. em Geociências* 42: 141–158
- Villwock JA, Tomazelli LJ (1995) Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, pp 1-45. doi.org/10.1590/S1516-18462008000300012
- Villwock JA, Tomazelli LJ, Loss EL, Dehnhardt EA, Horn Filho NO, Bachi FA, Dehnhardt BA (1986) Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa J (ed) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp 79–97
- Wilby RL, Dessai S (2010) Robust adaptation to climate change. *Weather* 65: 180–185. doi.org/10.1002/wea.504
- Wright LD, Boon JD, K SC, List JH (1991) Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Mar. Geol.* 96: 19–51.

[doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90200-N](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90200-N)

Zhang K, Douglas BC, Leatherman SP (2004) Global Warming And Coastal Erosion.
Clim. Change 64: 41–58