

Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**OS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS NA
RESPOSTA COSTEIRA A ELEVAÇÃO DO
NÍVEL DO MAR NAS PRAIAS ARENOSAS DA
ILHA DA TRINDADE, BRASIL**

WALKIRIA SALVADORI OLSEN

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. Dr^a.* SALETTE AMARAL DE FIGUEIREDO

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Maio 2020

OS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS NA RESPOSTA COSTEIRA A ELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NAS PRAIAS ARENOSAS DA ILHA DA TRINDADE, BRASIL

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

por

WALKIRIA SALVADORI OLSEN

Rio Grande, RS, Brasil

Maio 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.

SALVADORI OLSEN, WALKIRIA

Os controles geomorfológicos na resposta costeira a elevação do nível do mar nas praias arenosas da Ilha da Trindade, Brasil./ Walkiria Salvadori Olsen. – Rio Grande: FURG, 2020.

84 p.

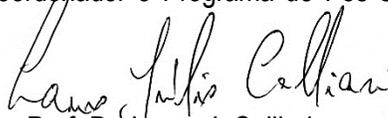
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Geologia Marinha e Costeira.

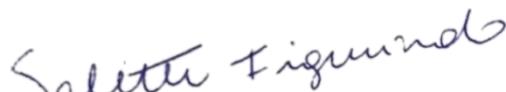
1. Mudanças climáticas. 2. Ilhas oceânicas. 3. Recuo linha de costa. I. Os controles geomorfológicos na resposta costeira a elevação do nível do mar nas praias arenosas da Ilha da Trindade, Brasil.



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO – 06/2020

Às 14:00h do dia 29 de maio do ano de dois mil e vinte, por vídeo conferência, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada "**Os Controles Geomorfológicos na Resposta Costeira a Elevação do Nível do Mar nas Praias Arenosas da Ilha da Trindade, Brasil**", da **Acad. Walkiria Salvadori Olsen**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari (Orientador – IO/FURG), Dra. Salette Amaral de Figueiredo (Co-orientadora – IO/FURG), Prof. Dr. Luís Pedro Melo de Almeida (IO/FURG), Profa. Dra. Maria Cristina de Souza (UFPR). Dando início à reunião, o Presidente da Sessão, Prof. Dr. Lauro J. Calliari, agradeceu a presença de todos, e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após, esclareceu que a Candidata teria de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a Candidata, que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a Candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata **APROVADA** por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo Candidato e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia (PPGO).


Prof. Dr. Lauro J. Calliari
Presidente


Dra. Salette Amaral de Figueiredo


Prof. Dr. Luís Pedro Melo de Almeida


Profa. Dra. Maria Cristina de Souza.


Acad. Walkiria Salvadori Olsen


Prof. Dr. Rodrigo Kerr
Coordenador do PPGO

*Nossas costas
contam histórias
que a lombada
de nenhum livro
pode carregar*

(Rupi Kaur)

Índice

Agradecimentos	iii
Lista de Figuras – dissertação	iv
Lista de Figuras – artigo	v
Lista de Tabelas e Quadros – dissertação	vi
Lista de Tabelas – artigo.....	vi
Lista de Equações	vi
Lista de Acrônimos, Símbolos e Abreviações.....	vii
Resumo	viii
Abstract.....	ix
Estrutura da dissertação	1
Capítulo I: Introdução	2
1.1. As mudanças climáticas e as zonas costeiras	2
1.2. Ilhas oceânicas	4
Capítulo II: Objetivos	7
Capítulo III: Área de estudo	8
3.1. Características gerais e localização.....	8
3.2. Características meteorológicas e oceanográficas.....	9
3.3. Caracterização dos ambientes praias	12
Capítulo IV: Material & métodos	16
4.1. O RanSTM.....	16

4.2. Definindo os “compartimentos costeiros”	18
4.3. Perfil inicial: processamento dos dados	19
4.4. Adaptações do modelo para simulações em ilhas oceânicas	21
4.6. Estimativas do balanço sedimentar.....	28
4.7. Valores projetados de ENM	31
4.8. Desenho experimental: simulações da resposta costeira	32
4.8.1. Projeções de LC para 2040 e 2100	32
4.8.2. Estudo de caso 1: influência da presença de estruturas fixas na zona de arrebentação.....	33
4.8.3. Estudo de caso 2: Influência de alterações nas estimativas do balanço sedimentar	33
4.9. Análises estatísticas.....	33
Capítulo V: Artigo científico	35
Capítulo VI: Síntese da discussão & conclusões	60
Referências bibliográficas (artigo e dissertação).....	62

Agradecimentos

Aos meus pais, Helio e Marilda, por sempre me apoiarem de olhos fechados e pela eterna fonte de colo e amor. Aos meus avós, Norma e Zeca, por terem sido os pilares responsáveis por construir, desde a infância, a mulher que me tornei hoje. Sei o quanto sou privilegiada por crescer em uma família que me deu suporte para ir em busca daquilo que acredito. E a isso sou muito grata.

Ao Lauro, meu orientador, por me confiar o desafio e a oportunidade de trabalhar com a Ilha da Trindade.

À Salette, minha querida co-orientadora, pelo suporte (tanto pessoal, quanto acadêmico) constante e incansável, desde a minha graduação. Obrigada por compreender e me guiar nos momentos em que me vi perdida durante o mestrado. Sem ela, esse trabalho não seria metade do que é.

Ao meu companheiro Pedro, por escolher dividir sua caminhada e conhecimento comigo nesses últimos oito anos e todo apoio durante o mestrado. Aos meus “filhotes” de quatro patas, que mantém minha sanidade mental desde que me adotaram. A todos os meus amigos; especialmente aos “irmãos de alma”: Walter Cancellieri, Natalia Berchieri e Luiz Henrique Oliveira, por serem refúgio nos momentos mais angustiantes, bem como fonte de risadas, garrafas de vinho e longas conversas sobre a vida, o universo e tudo o mais.

À galera do LOG, por proporcionar um ambiente estimulante de trabalho; e meu agradecimento especial ao Lelo, à professora Elaine e a Aninha, por sempre manejarem um tempo para me ajudar todas as vezes que precisei. À toda a rede de pessoas que conheci ao trabalhar com Trindade e à Marinha do Brasil, que muito me auxiliaram na troca de informações e dados científicos; especialmente à Natalia Gauer e Fernando da Luz (UFRGS) por além de tudo que me ensinaram sobre a Ilha, terem tornado a estadia por lá a melhor possível.

Por fim, sou enormemente grata a todas as pessoas, mesmo que não citadas aqui diretamente, que me ajudaram ao longo desse mestrado. Foram muitas. A caminhada foi mais difícil do que imaginei e muitos contribuíram, mesmo sem saber, para que eu a finalizasse como gostaria.

Lista de Figuras – dissertação

Figura 1. Fatores que controlam a evolução costeira nas ilhas oceânicas. Modificada de Ramalho et al. [2013].	5
Figura 2. Mapa indicando as localizações da Cadeia Vitória-Trindade e da Ilha da Trindade, bem como das respectivas praias estudadas.	9
Figura 3. Reconstruções do nível do mar Holocênico para a Ilha da Trindade e envelope do nível do mar para (área cinza) para costa leste brasileira entre 7°S e 26°S (Angulo et al. [2006]) e comportamento do nível do mar previsto para a latitude do Rio de Janeiro por simulações geofísicas (linha tracejada, Milne et al. [2005]). (a) Alturas máximas e mínimas, (b) alturas mínimas e (c) idade máxima. Retirada de Angulo et al. [2018].	11
Figura 4. Comportamento do nível do mar para a região da Ilha de Trindade entre os anos de 1993 a 2019. Linha vermelha indica a tendência da curva (+ 0,0037 m ano-1).	11
Figura 5. Mapa gerado a partir do processamento dos dados. Representação das linhas batimétricas e dos limites de cada compartimento costeiro estabelecido para este estudo.	19
Figura 6. Perfis iniciais gerados a partir dos dados topo-batimétricos utilizados como entrada para simulações no modelo.	20
Figura 7. Representação esquemática dos princípios do TSM para modelagens de perfis com truncamento em qualquer posição. Modificado de Daley [2005].	22
Figura 8. Mapa contendo as unidades de classificação de fundo da Ilha da Trindade – uma das bases de dados utilizada para classificação dos perfis iniciais. Retirada de Garcia [2018].	23
Figura 9. Classificação da textura dos perfis iniciais para as praias das Cabritas (a), Calheta (b), Andradas (c), Tartarugas (d) e Vermelha (e). Onde, as linhas contínuas indicam material consolidado (rochas vulcânicas, afloramentos, recifes calcáreos, esteiras algais) e as linhas pontilhadas, material não consolidado (areia, areia com rodolitos).	25
Figura 10. Representação do perfil original da batimetria (linha contínua preta) e	

do melhor ajuste de calibração da antepraia (linha tracejada vermelha), para as praias das Cabritas (a), Calheta (b), Andradas (c), Tartarugas (d) e Vermelha (e). O melhor ajuste corresponde ao menor erro médio quadrático (RMSE), indicado para a antepraia superior (US) e inferior (LS). As setas mostram a localização das profundidades de fechamento superior (Hc) e inferior (Hi)..... 28

Figura 11. Desenho experimental das simulações da resposta costeira realizadas para a Ilha da Trindade. 32

Lista de Figuras – artigo

Figure 1. Map showing the Vitória–Trindade Chain and Trindade Island locations (with respective beaches studied indicated)..... 40

Figure 2. Initial profiles and compositions of the beaches of (a) Calheta and (b) Tartarugas. The dotted and the thick filled lines indicate the unconsolidated and consolidated substrates, respectively..... 44

Figure 3. Initial profiles used as input for the RanSTM simulations. Distances and elevations are given in meters..... 46

Figure 4. Coastline positions for the beaches of (a) Cabritas, (b) Calheta, (c) Andradas, (d) Tartarugas and (e) Vermelha. The filled lines indicate the current coastline; while the dashed lines indicate the coastline projections for 2040 (white) and 2100 (black), in terms of R_{50} . Beaches that do not present the three lines, reflects an overlapping due to the low differences between them. 51

Figure 5. Statistical distributions of the retreat distances for simulations which accounted and did not account (*) for the presence of hard structures in the surf zone; (a) Cabritas, (b) Andradas and (c) Tartarugas beaches. The boxplots, when present, indicate 50% of the total distribution (quartiles 1 and 3), while the external bars represent the distribution ranges. 55

Figure 6. Probability distributions (pdfs) informing the risk of coastline retreat by 2100. The dotted lines indicate simulations with calibrated sediment budget and sediment budget deficit scenarios are indicated by filled lines (–10% CaCO_3) and dashed lines (–70% CaCO_3). 57

Lista de Tabelas e Quadros – dissertação

Tabela 1. Volumes sedimentares ($m^3.m$ linear) utilizados para calibrar o modelo em cada ano/cenário/estudo de caso.....	29
Tabela 2. Valores de ENM (em metros) utilizados como limites inferior, médio e superior nas simulações de LC para os anos de 2040 e 2100, referentes ao cenário mais pessimista de elevação, o RCP 8.5.	32
Quadro 1. Características gerais das praias de Trindade.....	12

Lista de Tabelas – artigo

Table 1. Lower, modal, and upper limits of the sediment volumes (linear $m^3 m^{-1}$) used to calibrate the RanSTM for each time horizon/case study.....	47
Table 2. Simulation results (R_{50}), in meters, for each case study (CS) proposed, indicating: (A) the total coastline projections, (B) projections of case study 1, and (C) projections of case study 2.	51

Lista de Equações

Equação 1. Principais parâmetros envolvidos no cálculo da resposta costeira do STM.....	18
Equação 2. Equação da antepraia composta [Cowell, Roy & Jones, 1992]	26
Equação 3. Equação da zona de transição da antepraia (W).....	26
Equação 4. Equação do cálculo de volume utilizado para estimar o balanço sedimentar	29

Lista de Acrônimos, Símbolos e Abreviações

D

DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação

DoC – do inglês, *depth of closure* (profundidade de fechamento)

E

ENM – Elevação do nível do mar

I

IPCC – do inglês, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Painel intergovernamental para mudanças climáticas)

L

LC – Linha de costa

LS – do inglês, *lower shoreface* (antepraia inferior)

LSCB – do inglês, *large scale coastal behavior* (comportamento costeiro de larga escala)

LOG – Laboratório de Oceanografia Geológica, FURG

P

PdF – Profundidade de Fechamento

R

RanSTM – Random Shoreface Translation Model

RCP – do inglês, *Representative Concentration Pathway* (Caminhos Representativos de Concentração)

S

STM – Shoreface Translation Model

SLR – do inglês, *sea-level rise* (elevação do nível do mar)

T

TSM – Truncated Shoreface Model

U

US – do inglês, *upper shoreface* (antepraia superior)

Resumo

A elevação do nível do mar (ENM) representa uma das consequências mais ameaçadoras das mudanças climáticas. Apesar de considerável atenção ser dada aos seus impactos nas zonas costeiras, esses estudos ainda são escassos quando se trata de ecossistemas insulares. Além disso, muitas incertezas ainda existem em relação às taxas de subida do nível do mar e como as ilhas responderão a elas. Nesse contexto, visando garantir um melhor gerenciamento desses ambientes, este trabalho apresenta uma avaliação quantitativa de como os controles geomorfológicos (por exemplo, geometria de perfil, composição e balanço de sedimentos) podem influenciar o comportamento costeiro em cenários de ENM, à partir de simulações em um modelo estocástico morfológico-comportamental: O *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM). Esse modelo foi aplicado a Ilha da Trindade, um lugar que se destaca no cenário brasileiro por sua localização estratégica, relevância geopolítica e elevada bio-diversidade. No geral, as simulações indicaram que a maioria das praias analisadas sofrerá recuo de linha de costa sob as ENM projetadas para 2040 e 2100. No entanto, a pequena magnitude das taxas de recuo pode indicar que em função do alto grau de declividade dos perfis praias da ilha, Trindade estaria menos vulnerável a futuras ENM em relação a outros locais, mesmo em um cenário de taxas mais elevadas (como o projetado para 2100). Os resultados também mostram que a inclinação da antepraia e sua composição exerceram grande influência nas respostas costeiras: perfis mais suaves mostraram um deslocamento maior da costa; e quando a antepraia inferior era composta principalmente de areia e não de rocha, as taxas de recuo diminuíram mais de 90% na maioria dos cenários. Além disso, à partir da execução de dois estudos de caso foi possível destacar: (1) a importância da presença de estruturas duras na zona de surf atuando como barreiras naturais (por exemplo, recifes calcários e afloramentos de rochas vulcânicas), uma vez que reduziram significativamente o recuo costeiro nas praias que as apresentavam; e (2) que as respostas costeiras variaram amplamente para diferentes estimativas do balanço de sedimentos. Em

conclusão, os resultados expõem a complexidade envolvida na investigação de controles geomorfológicos ao modelar a resposta costeira à ENM em ambientes insulares, além de enfatizarem como uma definição precisa desses parâmetros é crucial para fornecer previsões robustas de linha de costa.

Palavras-chave: ilhas vulcânicas, mudanças climáticas globais, balanço sedimentar, modelagem costeira.

Abstract

Sea-level rise (SLR) represents one of the most threatening consequences of climate change. Despite considerable attention has been paid to its impacts on coastal zones, studies concerning insular ecosystems remain scarce. Besides, large uncertainties still exist in relation to SLR rates and how islands will respond to it. In this context, to allow a better future management of these environments, we present a quantitative evaluation of how geomorphological controls (e.g., profile geometry, composition, and sediment budget) can influence coastal behavior under SLR scenarios, based on simulations in a stochastic coastal-behavioral model: The Random Shoreface Translation Model (RanSTM). This model was applied to the analysis of Trindade Island, a place that stands out in the Brazilian scenario for its strategic location, geopolitical relevance, and bio-geodiversity. Overall, the simulations indicated that most of the analyzed beaches will experience shoreline retreat under the projected SLR for both 2040 and 2100. However, the low magnitude of the Trindade recession rates may indicate that this volcanic island is less vulnerable than other locations to future SLR, even under a high-rate scenario (like that projected for 2100). The results also indicate that the shoreface slope and its composition exert a great influence on the coastal responses: smoother profiles showed a larger shoreline displacement; additionally, when the lower shoreface was mainly composed of sand rather than rock, the retreat rates declined by more than 90% under most scenarios. Moreover, the results from the two case studies highlighted: (1) the importance of hard structures

in the surf zone (e.g., calcareous reefs and volcanic rock outcrops) acting as natural barriers, once they significantly reduced the coastal retreat in those beaches presenting them; and (2) that the shoreline responses vary widely for different sediment budgets estimates. In conclusion, the results expose the complexity involved in the investigation of geomorphological controls when modeling coastal response to SLR. Furthermore, they underline how an accurate delineation of such parameters is critical for providing truthful shoreline forecasts.

Keywords: volcanic islands, global climate changes, sediment budget, coastal modeling.

Estrutura da dissertação

O presente documento é composto de VI capítulos. No capítulo I é apresentada uma breve introdução contextualizando acerca dos estudos e parâmetros envolvidos no comportamento costeiro, sobretudo em ilhas oceânicas; bem como esses tipos de ambientes respondem a ENM esperada em função das mudanças climáticas globais. No capítulo II, são descritos os objetivos da pesquisa. No capítulo III é apresentada uma caracterização da Ilha da Trindade e das praias estudadas, a fim informar sobre a área de estudo. No capítulo IV é detalhada a metodologia utilizada. No capítulo V, são apresentados os resultados e discussão, em forma de artigo. Uma síntese das principais conclusões é apresentada no capítulo VI. E ao término do documento se encontram a lista de anexos bem como as referências bibliográficas utilizadas na elaboração da dissertação.

Capítulo I: Introdução

1.1. As mudanças climáticas e as zonas costeiras

De acordo com o Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC), o aumento da emissão de combustíveis fósseis desde a revolução industrial vem acarretando no acúmulo de gases estufa na atmosfera, com consequente aumento da temperatura média global. Nesse contexto, uma série de alterações climáticas são esperadas, sendo a elevação do nível do mar (ENM), como resultado da expansão térmica das águas oceânicas e do derretimento de mantos de gelo e geleiras terrestres, uma das mais amplamente reconhecidas [Meehl *et al.*, 2007; Nicholls & Cazenave, 2010; Church & White, 2011].

Observações *in situ* mostram que durante grande parte do século 20, o nível médio do mar global aumentou a uma taxa entre 1,3 e 1,7 mm.ano⁻¹ e, desde 1993, a uma taxa entre 2,8 e 3,6 mm.ano⁻¹ [Church *et al.*, 2013]. Concomitantemente, projeções via modelos climáticos acoplados também apontam para uma aceleração vertiginosa das taxas ainda durante esse século [Church *et al.*, 2013], trazendo um número crescente de impactos, especialmente aos ambientes costeiros [Fitzgerald *et al.*, 2008].

Isso se deve justamente por se caracterizarem como uma região de interface entre a terra e o mar e estarem subsequentemente expostos a toda a gama de impactos das mudanças climáticas que podem ocorrer em ambos os sistemas marinhos e terrestres [Woodroffe, 2002]. Além disso, regiões costeiras compreendem uma série de ecossistemas, incluindo elementos naturais e humanos, cujas respostas e ajustes dinâmicos são complexos e muitas vezes não-lineares aos agentes externos de mudança [Nicholls *et al.*, 2007].

De forma geral, à medida que a magnitude da ENM induzida pelo clima aumenta, os impactos se tornarão mais aparentes [Wong *et al.*, 2014]. No entanto, as taxas de elevação não ocorrerão uniformemente ao redor do globo, graças as

variações regionais do nível oceânico [Nicholls & Cazenave, 2010]. Além disso, a resposta de uma costa a uma dada elevação, bem como o grau de impacto que esta sofrerá, dependerá de suas características geológicas e morfodinâmicas (p.ex. geomorfologia herdada, tipo e balanço de sedimentos, regime de ondas e correntes atuantes e comportamento do nível do mar), como apontam Carter & Woodroffe [1994].

Roy *et al.* [1994], por exemplo, demonstraram que durante períodos de variação lenta do nível do mar, o balanço sedimentar pode se sobrepor aos efeitos das variações no nível da água, assumindo o papel de principal controlador da resposta costeira. Tal fato é evidenciado no trabalho de Dillenburg *et al.* [2000], que a partir da reconstrução da LC do Rio Grande do Sul, no Brasil, demonstrou que nos últimos 6 ka, a evolução costeira da região se deu principalmente pelas variações de balanço sedimentar ao longo da costa, uma vez que o nível do mar apresentava comportamento quase estável.

Pequenas variações na geomorfologia também podem resultar em grandes diferenças na resposta da costa tanto em média quanto larga escala. Cowell *et al.* [2006], Kinsela [2007], Figueiredo [2013], Forgiarini *et al.*, 2019 e Figueiredo, Goulart & Calliari [2020] são alguns dos trabalhos que exploraram como modificações na geometria do perfil (e.g. inclinação, forma, presença de estruturas fixas, dunas etc.) são capazes de influenciar fortemente o grau de resposta costeira em cenários de ENM.

Considerando a complexidade de fatores associados e o contexto das mudanças climáticas, modelos que consideram o comportamento costeiro em larga escala se apresentam como ferramentas interessantes de investigação, tendo sido inicialmente propostos por De Vriend [1991, 1992]. Além de serem utilizados para fornecer previsões de linha de costa (LC), permitem avaliar os fatores controladores da dinâmica e suas relevâncias para a resposta costeira, esclarecendo os processos e agentes envolvidos.

No entanto, as incertezas nesse tipo de abordagem são inevitáveis e devem ser consideradas para uma tomada de decisão transparente [Kinsela *et al.*, 2017]. Como afirmado por Cowell *et al.* [2006], tais investigações têm que lidar com três

fontes principais de incerteza, relacionadas: (1) a mudança climática propriamente dita, (2) os efeitos da mudança climática na ENM e no balanço de sedimentos e (3) a modelagem dessas incertezas nas variações de LC em escalas de tempo relevantes às mudanças climáticas (décadas a milênios). Nesse sentido, a aplicação de modelos estocásticos pode auxiliar no gerenciamento de tais incertezas [Cowell *et al.*, 2006], uma vez que os resultados são apresentados na forma de probabilidades de risco, permitindo aos gestores a escolha do cenário mais adequado.

1.2. Ilhas oceânicas

De acordo com Nurse *et al.* [2014], poucos lugares no planeta experimentam mudanças mais drásticas e rápidas na morfologia e nas condições externas do que as costas de ilhas oceânicas. Nesses ambientes, a evolução das linhas costeiras se dá por uma competição entre diversos fatores, cujo equilíbrio de poderes é complexo e varia no espaço e no tempo à medida que o edifício da ilha evolui [Ramalho *et. al*, 2013].

Entre eles, estão aqueles essencialmente responsáveis pela construção insular, como a atividade vulcânica, soerguimento geológico e a produção biogênica pelos recifes de corais, e aqueles que contribuem para a destruição, como a erosão marinha (energia de ondas) e subaérea, subsidência geológica e perda de massa por movimentos gravitacionais. Contudo, fatores externos como as variações eustáticas do nível do mar, têm o papel de modificar o perfil da ilha, afetando a largura e a profundidade máxima dos mesmos de acordo com o grau da variabilidade das oscilações. Por fim, também há aqueles fatores que regulam o grau de susceptibilidade da ilha aos agentes externos, como por exemplo, a herança geológica tectônica (presença de estruturas ativas e inativas) e as propriedades litológicas das rochas formadoras, que podem favorecer mais ou menos os processos de erosão diferencial e deposição, e, conseqüentemente, a produção e disponibilidade de sedimentos para as costas (Figura 1).

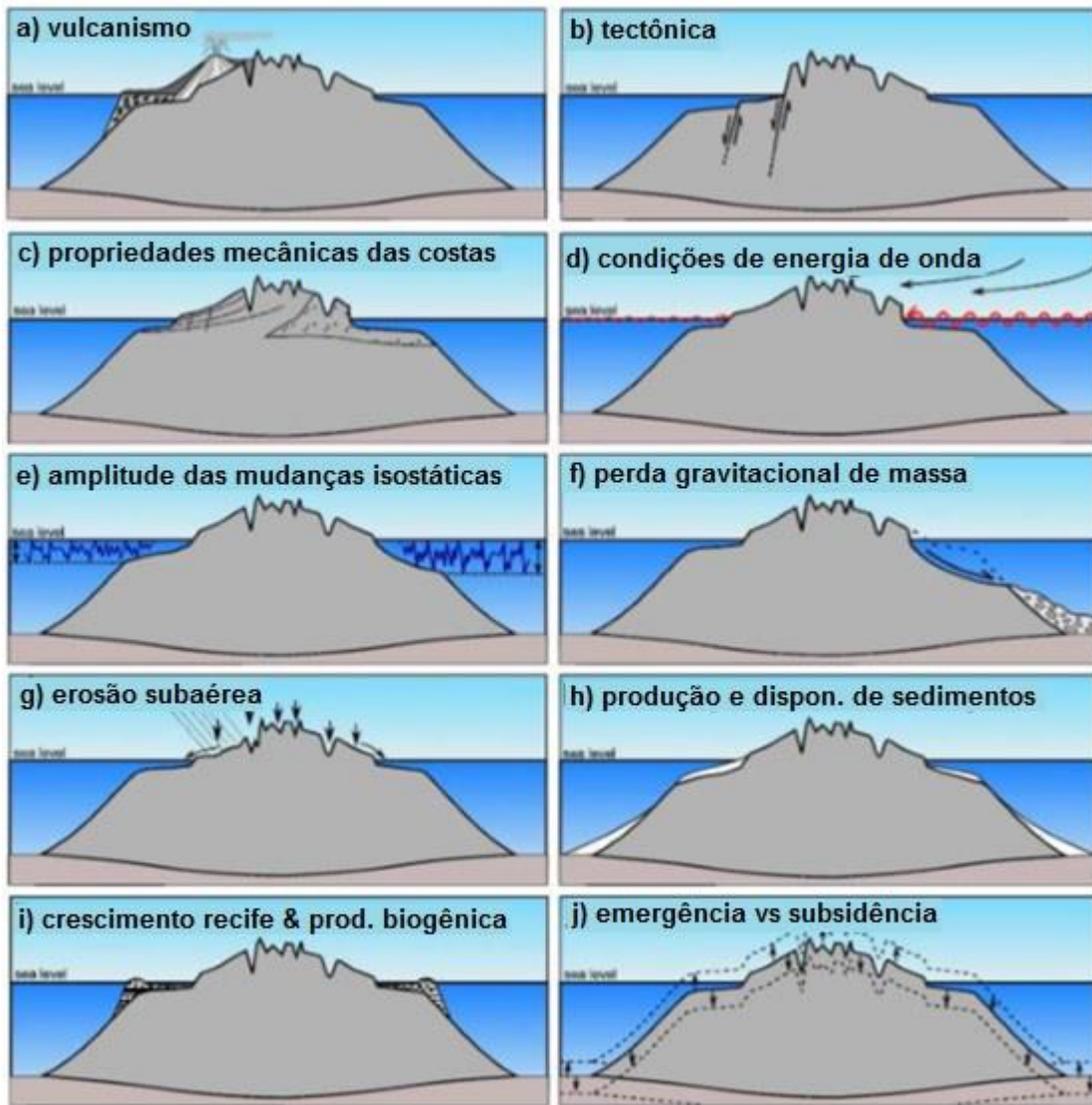


Figura 1. Fatores que controlam a evolução costeira nas ilhas oceânicas. Modificada de Ramalho et al. [2013].

No âmbito dos estudos envolvendo o comportamento costeiro de longo prazo em face das futuras variações do nível do mar, pesquisas têm sido desenvolvidas em vários locais do mundo [e.g. Moore *et al.*, 2010; Kinsela *et al.*, 2016; Kinsela *et al.*, 2017] incluindo a costa brasileira [e.g. Figueiredo, 2013; Klein *et al.*, 2016; Forgiarini *et al.*, 2019; Figueiredo, Calliari & Machado, 2018]. Contudo, poucos estudos focaram essa abordagem em ilhas oceânicas [e.g. Kench & Cowell, 2001; Shope & Storlazzi, 2019]. Para esse tipo de ambiente, a maioria dos esforços refere-se a previsões de inundações [e.g. Cooper & Chain, 2013; Shope, Storlazzi

& Hoeke, 2017] ou avaliações de vulnerabilidade e sensibilidade dos impactos na LC [e.g. Bellard, Leclerc & Courchamp, 2014; Kane *et al.*, 2015].

A distinção entre os impactos observados das mudanças climáticas e os impactos projetados geralmente não é clara na literatura e nas discussões quando se trata de pequenas ilhas. As publicações frequentemente lidam com os dois aspectos de forma intercambiável e usam os impactos observados de, por exemplo, um evento extremo, como analogia ao que pode acontecer no futuro como resultado das mudanças climáticas (Lo-Yat *et al.*, 2011).

Dessa forma, o presente trabalho busca preencher algumas das lacunas existentes na compreensão do comportamento costeiro frente as variações do nível do mar em ambientes insulares. A escolha da Ilha da Trindade para a condução deste estudo se deu primeiramente pela enorme variabilidade geomorfológica e morfodinâmica de seus sistemas praias, que fazem dela um excelente laboratório natural para pesquisas do tipo. Para além disso, a ilha se destaca no cenário brasileiro desde sua descoberta em 1501, detendo o *status* de área estratégica tanto por sua relevância geopolítica (proximidade com as principais bacias petrolíferas, proteção do mar territorial e garantia de expansão da Zona Econômica Exclusiva) quanto por ser foco de biogeodiversidade.

Capítulo II: Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo simular a resposta à ENM de cinco das principais praias arenosas da Ilha da Trindade, considerando o pior cenário proposto pelo IPCC (RCP 8.5) nos horizontes temporais de 2040 e 2100. Para isso, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Estimar o balanço sedimentar para cada setor a partir das variações históricas da LC identificadas na literatura para cada setor costeiro;
- Simular a posição da LC de cada setor costeiro nos diferentes cenários futuros de ENM propostos;
- Quantificar a importância das variáveis geomorfológicas locais, tais como a declividade e composição da antepraia e a presença de estruturas duras na zona de arrebentação, na resposta costeira durante a ENM.

Capítulo III: Área de estudo

3.1. Características gerais e localização

A Ilha da Trindade está localizada no Oceano Atlântico Sul aproximadamente no paralelo de Vitória, no Espírito Santo (21° S), a aproximadamente 1.140 Km da costa (Figura 2). Juntamente com o arquipélago de Martim Vaz, é a porção mais a leste do território brasileiro, representando o ponto mais extremo do sistema de montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade [Almeida, 1961].

Devido a sua atividade vulcânica mais recente (idade datada em torno de 3,7 milhões de anos, segundo Cordani [1970]), a ilha ainda se encontra acima da superfície do mar, sendo o topo de um edifício vulcânico que se eleva 5.500 m do assoalho oceânico [Almeida, 1995]. Dispõe de uma área total emersa de 13,5 Km², e aproximadamente 2,5 Km de largura e 6 Km de comprimento, orientados no sentido NW-SE [Almeida, 1961]. O relevo apresenta características bastante acidentadas, tendo em suas regiões centrais picos de 500 a 600 m de altitude, sendo a vertente sudoeste bem mais íngreme que a nordeste.

Dada sua origem, as rochas que constituem a ilha são predominantemente vulcânicas, organizadas entre sequências de derrames de lava, intrusões (diques) e rochas piroclásticas diversas, todas fortemente sódico-alcálicas e subsaturadas em sílica (p.ex. fonólitos, nefenilitos e ankaratritos). Almeida [1961] descreveu pela primeira vez a geologia da ilha, sendo o mapeamento mais completo até o momento, onde foram reconhecidas a presença de pelo menos cinco unidades vulcânicas distintas: Complexo de Trindade, Sequência Desejado, Formação Morro Vermelho, Formação Valado e Vulcão do Paredão.

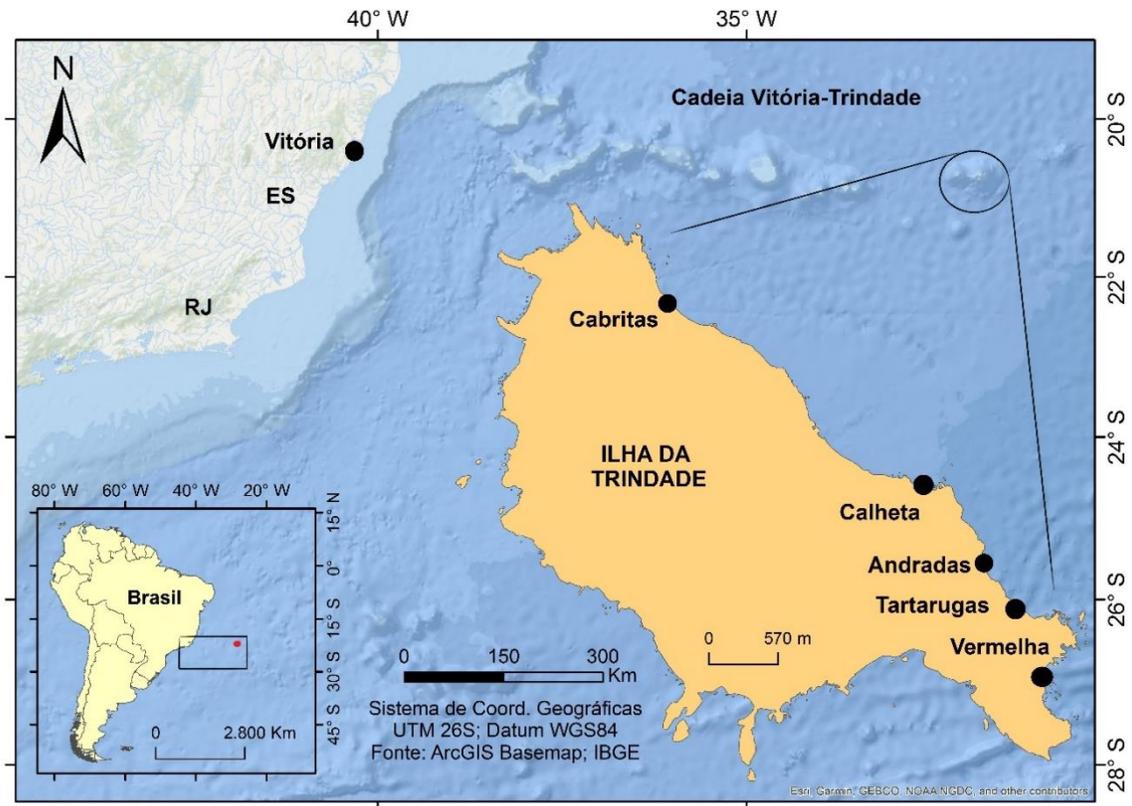


Figura 2. Mapa indicando as localizações da Cadeia Vitória-Trindade e da Ilha da Trindade, bem como das respectivas praias estudadas.

3.2. Características meteorológicas e oceanográficas

O clima característico da ilha é do tipo oceânico tropical semiúmido ao semiárido, com temperatura média anual de 25°C, sendo fevereiro o mês mais quente (30,2°C) e agosto o mais frio (17,3°C). A precipitação é sazonal e variável, apresentando baixa média anual (923mm) [Marinha do Brasil, 2011], e durante o verão se dá a ocorrência quase diária de chuvas torrenciais rápidas, conhecidas localmente como "Pirajás".

Em termos de predominância dos ventos, observa-se a constante atuação dos alísios de leste, os quais, durante uma série de 10 anos, corresponderam a 45% das observações, sendo a maior velocidade absoluta observada de 19,62 m.s⁻¹ [Calliari *et al.*, 2016]. O regime de ondas atuante na região provém majoritariamente dos quadrantes sul (33,7%) e sudoeste (23,4%), com altura significativa de 2,14 m e período médio de 11,07 s. Contudo, de acordo com

Calliari *et al.* [2016], ventos mais intensos do quadrante sul e ondas cujas alturas podem variar entre 4 e 6 m podem ocorrer dependendo do desenvolvimento de ciclones extratropicais. Essa situação se dá especialmente durante os meses de outono-inverno (abril a outubro), o que resulta na chegada de frentes frias periódicas na ilha, com intervalos de aproximadamente uma semana. O regime de micromarés tem comportamento semidiurno, cuja média de amplitudes na sizígia e quadratura é de 1,3 e 0,8 m, respectivamente [Marinha do Brasil, 2011].

Dentro da classificação morfodinâmica [Wright & Short, 1984], as praias variam de intermediárias a refletivas com formação de terraço de baixa-mar [Pinheiro, 2017]. Essencialmente, isso significa que a face da praia apresenta acentuada inclinação, areias variam de médias a grossas e a zona de arrebatção é relativamente estreita, com ondas quebrando na forma de tubos (mergulhante) e chegando com elevada energia na costa, devido a estreita plataforma insular [Calliari *et al.*, 2017]. A circulação hidrodinâmica é controlada pela topografia limitante dos embaiamentos e promontórios e pela presença de formações rochosas e recifes na zona de arrebatção, assumindo caráter celular com ocasionais correntes de retorno [Pinheiro, 2017].

Com relação ao comportamento do nível do mar na região, reconstruções de paleoníveis marinhos realizadas por Angulo *et al.* [2018] mostraram boa concordância com as curvas de reconstrução para a costa brasileira, indicando que entre 5,06 ka – 0,55 ka, o nível do mar encontrava-se acima do atual (Figura 3). Uma vez que Angulo *et al.* [2018] não relataram nenhum movimento vertical significativo em Trindade nos últimos 5,1 ka, nossas simulações costeiras não consideraram a influência dos movimentos tectônicos.

Buscando ampliar a compreensão das variações do nível do mar na Ilha da Trindade para as discussões deste trabalho, foi gerada uma curva de comportamento histórica da mesma. Para tal, foram utilizados dados de altimetria de satélite (*Sea Surface Height*) extraídos do banco de dados da ESA – *COPERNICUS Marine Service Information* (disponível para download em: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&task=results?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GLO_PHY_CLIMATE_L4_REP_OB

[SERVATIONS_008_057](#)). Como pode ser verificado a partir da linha de tendência na Figura 4, os resultados obtidos da série de dados indicaram que o nível do mar vem subindo na região a uma taxa de $3,7 \text{ mm.ano}^{-1}$, considerando o intervalo de tempo analisado (1993 a 2019).

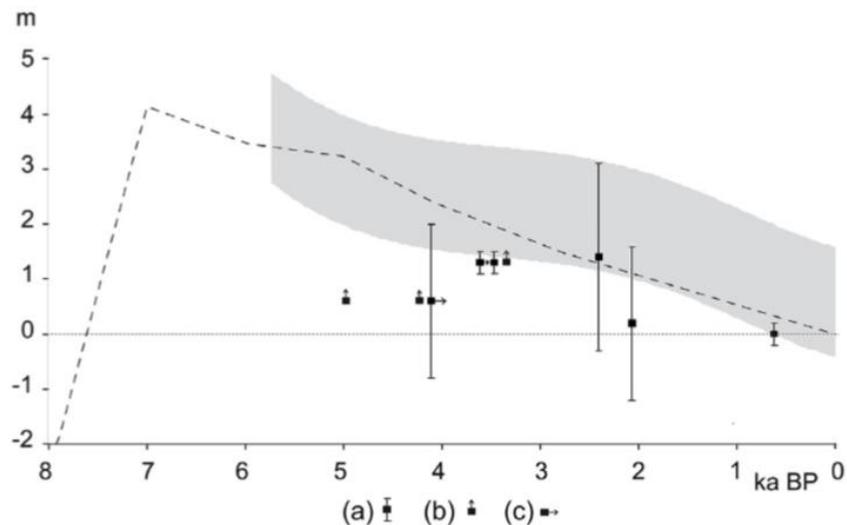


Figura 3. Reconstruções do nível do mar Holocênico para a Ilha da Trindade e envelope do nível do mar para (área cinza) para costa leste brasileira entre 7°S e 26°S (Angulo et al. [2006]) e comportamento do nível do mar previsto para a latitude do Rio de Janeiro por simulações geofísicas (linha tracejada, Milne et al. [2005]). (a) Alturas máximas e mínimas, (b) alturas mínimas e (c) idade máxima. Retirada de Angulo et al. [2018].

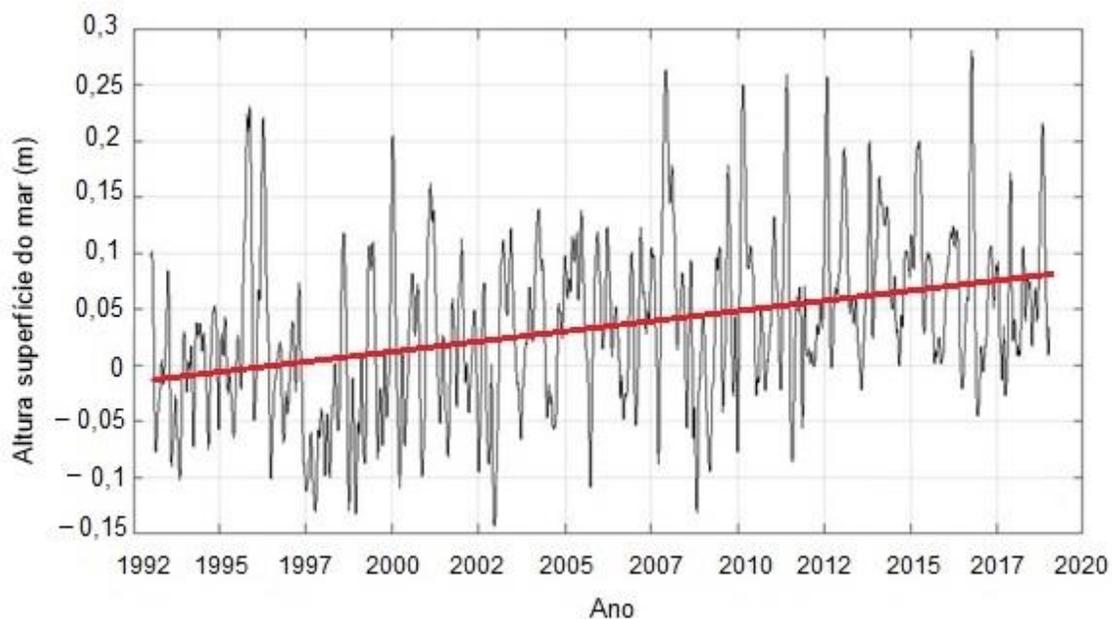


Figura 4. Comportamento do nível do mar para a região da Ilha de Trindade entre os anos de 1993 a 2019. Linha vermelha indica a tendência da curva ($+ 0,0037 \text{ m ano}^{-1}$).

3.3. Caracterização dos ambientes praias

Na ilha, são poucos os locais com suficiente reserva de sedimentos que caracterizem praias bem desenvolvidas [Castro & Antonello, 2006], de forma que dos 21,8 Km de linha de costa, 16,7 Km (76%) são de formação rochosa, e apenas 5,1 Km (24%) compostos por areia e seixos [Calliari *et al.*, 2016]. O presente estudo irá focar nas praias localizadas na face oriental da ilha, sendo elas: Praia das Cabritas, Praia da Calheta, Praia dos Andradas, Praia das Tartarugas e Praia Vermelha (Figura 2). Para fins de reconhecimento, o Quadro 1 ilustra brevemente tais praias abordadas neste trabalho, bem como organiza algumas características e diferenças relevantes existentes entre elas.

Quadro 1. Características gerais das praias de Trindade.

Praia		Cabritas (a)	Calheta (b)	Andradas (c)	Tartarugas (d)	Vermelha (e)
Morfologia	Comprimento da praia	550 m	50 m	200 m	310 m	330 m
	Largura faixa de praia	75 m	54 m	57 m	470 m	47 m
	Pendente da face da praia ¹	6,9 °	6,8 °	6,0 °	7,8 °	6,2 °
	Estruturas na zona de arrebentação	Recifes calcáreos (contínuo)	-	Derrames vulcânicos (analcita-ankaratritos)	Recifes calcáreos e arenitos de praia	-
	Estruturas no pós-praia	-	Construç. do POIT	-	Duna escalonar	-
Sedimento	Granulometria	Seixos rolados de 3 a 15 cm (FP); areia média (PP)	Areia média (FP e PP)	Areia média a grossa (FP); areia média e blocos rolados (PP)	Areia média (FP e PP)	Areia média (FP e PP)
	% CaCO ₃ no sedimento ²	44 %	66 %	62 %	57 %	19 %
Hidro dinâmica	H _{sig} / δ ¹ (m)	1,1 / 0,69	0,5 / 0,39	1,0 / 0,63	0,9 / 0,67	2,0 / 0,83
	T _{sig} ¹ (s)	9,2	8,6	9,7	9,6	10,6

FP = face da praia; PP = pós-praia; H_{sig} = altura significativa de onda; δ = desvio padrão de H_{sig}; T_{sig} = período significativo de onda.

Fontes: ¹ Pinheiro [2017]; ² Calliari *et al.* [2016]



a. Praia das Cabritas. Vista geral (à esquerda; *fonte: o autor (2018)*) e lateral com enfoque nos seixos rolados na face da praia (à direita; *fonte: autor (2018)*).



b. Praia da Calheta. Vista geral (à esquerda; *fonte: o autor (2018)*) e lateral com enfoque nas estruturas e embarcações presentes na praia (à direita; *fonte: Yuri Pinheiro (2017)*).



c. Praia dos Andradas. Vista aérea (à esquerda; *fonte: imagem orbital de alta resolução (2013)*) e lateral com enfoque nos blocos rolados presentes no pós-praia

(à direita; fonte: Yuri Pinheiro (2017)).



d. Praia das Tartarugas. Vista geral (à esquerda; fonte: site ICMBio) e lateral com enfoque na duna escalonar no pós-praia (à direita; fonte: o aturo (2018)).



e. Praia Vermelha. Vista geral (à esquerda; fonte: Michel Bernardi (2018)) e lateral (à direita; fonte: Yuri Pinheiro (2017)).

Como padrão geral, essas praias são compostas principalmente por areia, variando de média a grossa, e caracterizam-se como enseadas semi-fechadas, limitadas por promontórios. Essa condição morfológica restringe o aporte de sedimentos a cada uma das baías, sem ocorrência de *bypass* significativo entre elas por ação de correntes de deriva litorânea [Castro, 2010]. Dessa forma, o processo deposicional é resultado do transporte sedimentar de curta distância entre a rocha fonte e a praia [Almeida, 1961; 1995] e ocorre quase que

exclusivamente através da ação dos córregos litorâneos, ravinas e do transporte transversal das ondas.

Em função disso, a granulometria e composição sedimentológica varia entre as praias [Calliari *et al.*, 2016] e reflete o intemperismo das formações rochosas adjacentes (constituídas majoritariamente de material vulcânico com elevadas porcentagens de minerais pesados) [Castro & Antonello, 2006; Pessamilio, 2018]. Fragmentos de algas e organismos calcáreos erodidos dos ambientes recifais no entorno também ocorrem, variando numa gama de 19-66%, aumentando em conteúdo em direção a costa [Calliari *et al.*, 2016] (Quadro 1).

Os recifes calcáreos biogênicos (algas e vermitídeos) se desenvolvem especialmente na face nordeste da ilha e se alternam com diques de fonólitos ao longo do litoral, aparecendo pouco acima da superfície da água apenas nas marés vazantes [Pinheiro, 2017]. De acordo com Calliari *et al.* [2016], essas estruturas têm papel fundamental na proteção e manutenção do pacote sedimentar nas praias, ao mesmo tempo em que dificultam a troca entre zona emersa e zona de arrebenção, contribuindo para um transporte longitudinal de sedimentos pouco expressivo.

Com relação à dinâmica sedimentar, alguns estudos [e.g. Castro, 2010; Calliari & Vianna, 2017; Pinheiro, 2017] apontam para locais com balanço relativamente estável ao longo do tempo e reposição do estoque após eventos mais erosivos, e praias onde perturbações no balanço local vem resultando em erosão costeira. Mohr *et al.* [2009] ainda sugerem que, se confirmada à sobre-elevação do nível do mar em virtude das mudanças climáticas, as praias voltadas para face nordeste serão as mais afetadas por processos de recuo de LC.

Essas praias também têm papel fundamental sob a perspectiva ambiental e social. Na Praia da Calheta, por exemplo, ocorre o desembarque constante de materiais e pessoas (das comunidades militar e científica) através da atracação de botes, enquanto a Praia das Tartarugas é reconhecida como o maior sítio reprodutivo de tartarugas verdes no Brasil [Moreira *et al.*, 2017].

Capítulo IV: Material & métodos

A execução do presente trabalho passou por uma sequência de etapas metodológicas, que incluíram: (1) o levantamento e organização das bases de dados, (2) processamento e calibração das mesmas – para entrada no modelo, (3) realização das simulações da resposta costeira – nos desenhos experimentais propostos e, por fim, (4) a análise dos resultados.

Em algumas das etapas foram gerados diversos produtos (gráficos e mapas) necessários para a obtenção dos resultados finais: as respostas costeiras na forma de projeções de LC. Tais produtos, encontram-se dispostos ao longo deste capítulo visando facilitar a compreensão dos procedimentos metodológicos realizados.

4.1. O RanSTM

Para as simulações de resposta costeira a ENM utilizou-se o *Random Shoreface Translation Model* (RanSTM) [Cowell *et al.*, 2006], a versão estocástica do *Shoreface Translation Model* (STM), desenvolvido por Cowell, Roy & Jones [1992, 1995].

Classificado como um modelo morfológico-comportamental, o funcionamento do STM se baseia nos princípios de trocas sedimentares e variações da declividade, morfologia e geometria de um dado substrato, onde a transladação (tanto vertical quanto horizontal) dos corpos de areia costeiros ocorre em função das taxas de variação do nível do mar (subida ou descida) ou alterações no balanço sedimentar. Assim, esse retrabalhamento reconfigura a morfologia do perfil costeiro como um todo (da antepraia a retrobarreira), produzindo mudanças na posição da LC no intervalo de tempo definido. Apesar de ser um modelo de larga escala e, portanto, capaz de lidar com simulações na ordem de milênios, este trabalho focou em escalas mais interessantes para o

gerenciamento, lidando com previsões decadais.

A grande vantagem de utilizar a versão estocástica (e.g. RanSTM) é que além de possuir as mesmas capacidades da versão determinística (e.g. STM), esta consegue lidar com algumas das fontes de incertezas inerentes a modelagem costeira, que residem principalmente na dúvida sobre a precisão dos valores utilizados como parâmetros de entrada (parâmetros geométricos e condições de contorno envolvendo mudança do nível do mar e balanço sedimentar) [Cowell *et al.*, 2006].

Segundo Cowell *et al.* [2006], essa capacidade de gerenciar as incertezas se deve principalmente pela abordagem de utilizar um modelo determinístico como uma plataforma para simular variações estocásticas. Nesse caso, os valores de cada um dos parâmetros de entrada são tratados como distribuições de probabilidade e agregados via modelo, que é então executado repetidamente, sempre sorteando um conjunto diferente de variáveis a cada passo de simulação.

Esse tipo de abordagem auxilia os tomadores de decisão, já que as incertezas do modelo podem ser quantificadas e tratadas em termos de risco, comunicando efetivamente tanto a confiabilidade das previsões de saída como a probabilidade de vários cenários de impacto costeiro [Kinsela & Cowell, 2015]. Além do mais, o método apresenta a vantagem de ser eficiente computacionalmente na análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada, já que permite a variação simultânea de diversos parâmetros.

A construção dessas distribuições de probabilidade para os parâmetros de entrada é uma das etapas principais na quantificação da incerteza como risco e se caracteriza como parte do processo de calibração na modelagem. Esse passo em conjunto com a formulação do desenho experimental, aquisição e integração dos dados, geralmente compreende muito mais esforço do que as simulações em si, e são essenciais para resultar em previsões mais transparentes [Cowell *et al.*, 2003a].

A equação 1 mostra de forma simplificada o cálculo da resposta costeira total (R) estimada pelo modelo, com enfoque nos três principais parâmetros de entrada do mesmo. Onde 'R' se dá em função: das mudanças no nível do mar (S),

dos parâmetros geométricos do perfil inicial (P) e do balanço de sedimentos local (V) em um determinado horizonte de tempo (t).

$$R = f \left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dV}{dt} \right) \quad (\text{Equação 1})$$

4.2. Definindo os “compartimentos costeiros”

Em qualquer estudo sobre a morfologia costeira e suas mudanças evolutivas, é importante definir os limites espaciais do sistema e identificar os fatores de controle ambiental, visando diminuir as incertezas associadas. Dessa forma, o conceito de *coastal tract* (compartimento costeiro), proposto por Cowell *et al.* [2003a; 2003b], foi utilizado neste trabalho.

O método, consiste em processos de agregação costeira, levando em conta mudanças de baixa ordem, e requer a suposição de homogeneidade ao longo da célula costeira em questões de representação de unidades morfológicas, processos morfodinâmicos e fluxos de sedimentos.

Uma vez que as praias estudadas se caracterizam por sistemas limitados por promontórios, com nítida influência dos mesmos em restringir localmente o transporte de sedimentos, os limites laterais foram definidos como sendo a extensão do próprio embaiamento. Enquanto isso, os limites internos e externos foram definidos como uma distância fixa de 600 m partindo da LC e a profundidade de fechamento (PdF) dos respectivos perfis de batimetria, respectivamente.

As células costeiras definidas neste estudo estão representadas na Figura 5. Detalhes em relação ao procedimento de definição das PdF encontram-se no Capítulo 4.5.

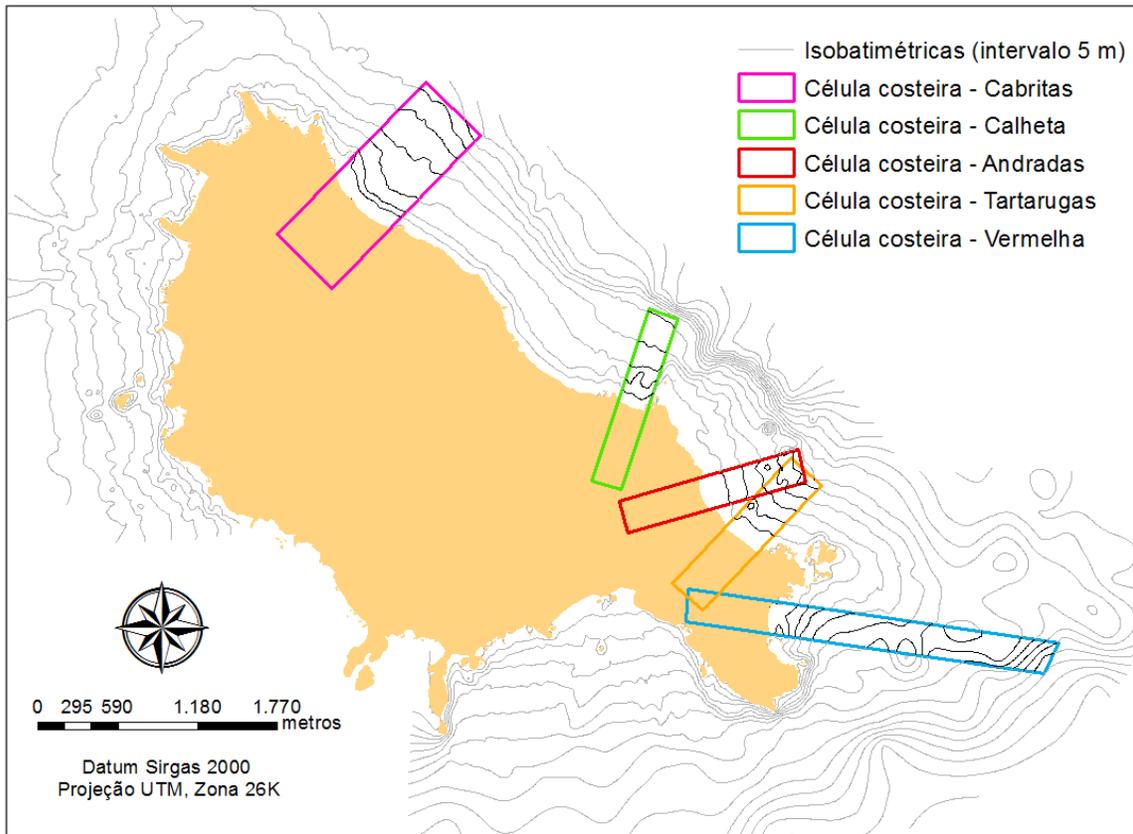


Figura 5. Mapa gerado a partir do processamento dos dados. Representação das linhas batimétricas e dos limites de cada compartimento costeiro estabelecido para este estudo.

4.3. Perfil inicial: processamento dos dados

A partir da definição do limite espacial da célula costeira é então extraído o “perfil inicial” de cada setor. Gerado através de métodos de agregação de dados topográficos e batimétricos, este se caracteriza na forma de um perfil único médio-representativo (2-D) de um determinado setor costeiro e é uma das principais variáveis de entrada do modelo. No presente trabalho foram gerados cinco perfis iniciais independentes (um para cada compartimento costeiro em enfoque) (Figura 6), que foram utilizados como base para as simulações da resposta costeira.

Os dados da topografia foram extraídos de uma carta náutica digitalizada do Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil (n° 2101, disponível para download em: <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster>). Além disso, perfis praias de cada setor, obtidos a partir de levantamentos com estação total (modelo Nikon, NIVO 2C) pelo Laboratório de

Oceanografia Geológica (LOG – FURG), foram combinados com os dados da carta náutica para refinar as áreas costeiras.

Com relação aos dados batimétricos, utilizaram-se levantamentos geofísicos realizados anteriormente pelo LOG através de uma eco-sonda de dupla frequência (50/200 kHz; Lowrance © LCX-19C). Para a interpolação, os mesmos foram previamente processados para corrigir o sinal de maré e depois convertidos no mesmo *datum* vertical da topografia, a fim de garantir a sobreposição das bases de dados (topográfica e batimétrica).

A partir disso foi gerado então um modelo digital de elevação, do qual se realizou a extração dos perfis topo-batimétricos médio-representativos de cada setor para composição dos perfis iniciais. Este passo seguiu a metodologia proposta por Daley [2005].

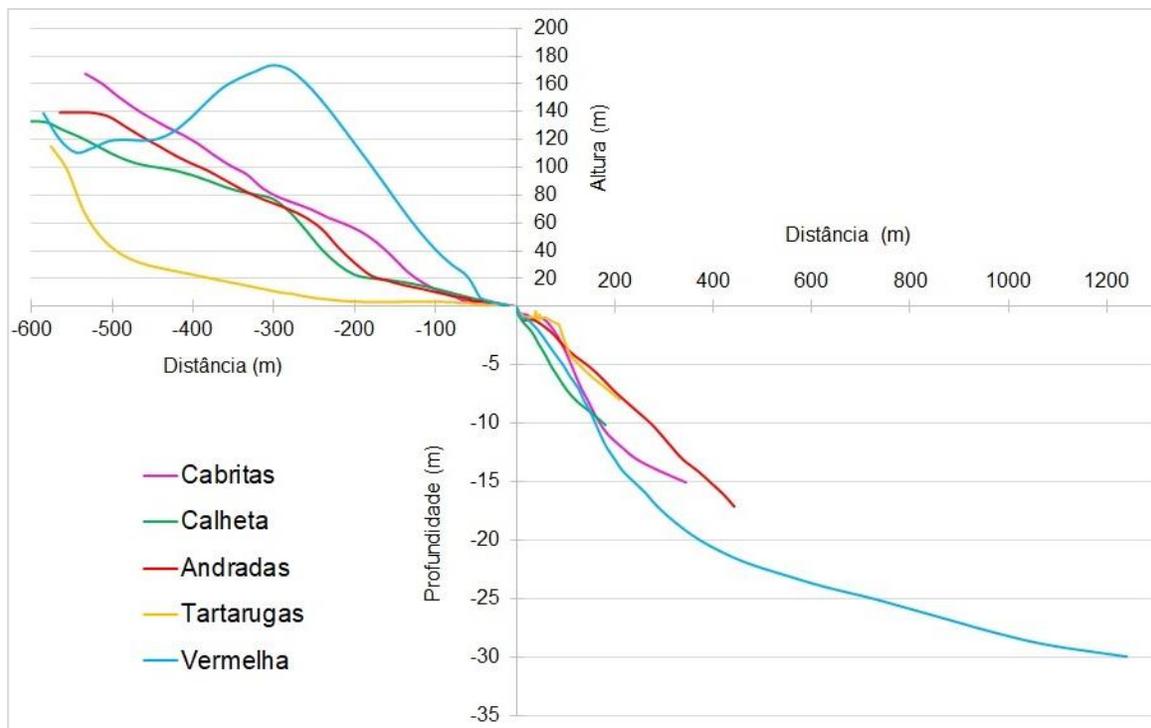


Figura 6. Perfis iniciais gerados a partir dos dados topo-batimétricos utilizados como entrada para simulações no modelo.

4.4. Adaptações do modelo para simulações em ilhas oceânicas

As principais adaptações do STM para aplicação em ambientes insulares e atóis, reside em ajustes nos dados relacionados a geometria e a calibração dos perfis iniciais.

Em teoria, os conceitos de modelagem da superfície costeira são baseados em princípios que foram desenvolvidos para praias siliciclásticas, cujos perfis se estendem continuamente às profundidades da plataforma continental [Cowell & Kench, 2001]. No entanto, na realidade, nem todas as costas apresentam perfis compostos inteiramente de areia, podendo ser truncados por estruturas que não são facilmente erodíveis (e.g. afloramentos rochosos, plataformas de recifes ou obras de engenharia costeira – como as *sea-walls*), caracterizando-se como praias do tipo *perched* ou isoladas [Dean, 1991; Gallop *et al.*, 2011]. Tal situação é muito observada em costas de ilhas oceânicas, onde a presença de recifes ou outras estruturas rochosas impõe limites e restrições ao perfil, como acontece em algumas das praias presentes em Trindade.

Nesses casos, a teoria do perfil de equilíbrio proposto por Brunn [1962], utilizada para prever os ajustes da antepraia em resposta a mudanças no nível do mar se torna problemática, já que os conceitos desenvolvidos para os princípios de trocas sedimentares não se aplicam a essas estruturas. Em resposta a essas preocupações, Kotvojs & Cowell [1991] e Dean & Dalrymple [2002] propuseram as primeiras adaptações para a Regra de Brunn em casos de truncamentos próximos a LC (origem virtual do perfil) e, posteriormente, Cowell & Kench [2001] e Daley [2005] investigaram e validaram o *Truncated Shoreface Model* (TSM), que permite a modelagem de perfis com truncamento, independentemente da localização do mesmo (Figura 7Figura 7).

De acordo com os autores, os resultados da avaliação do TSM sugerem que o truncamento da rocha não influencia na geometria da superfície da costa e, portanto, essa interrupção pode ser modelada projetando-se um perfil virtual de areia através da mesma, como existiria na ausência do afloramento. Tais ajustes foram realizados durante a etapa de calibração da curva modelada (Cap. 4.5), tendo sido aplicados no perfil da antepraia superior das praias das Cabritas,

Andradas e Tartarugas – uma vez que estas contavam com a presença de estruturas fixas na região submersa.

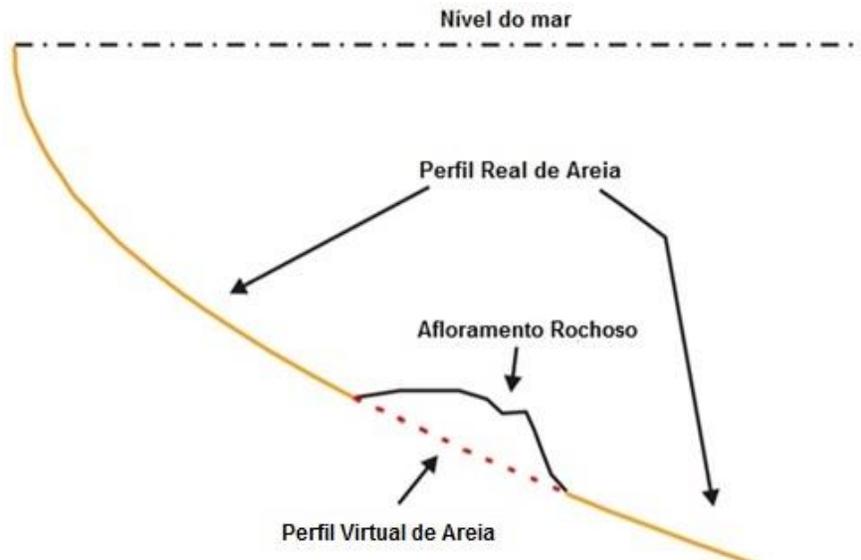


Figura 7. Representação esquemática dos princípios do TSM para modelagens de perfis com truncamento em qualquer posição. Modificado de Daley [2005].

Outra modificação crítica do STM para aplicação em recifes envolve a capacidade de especificar o perfil inicial em termos de composição dos seus estratos. De acordo com Cowell & Kench [2001], essas informações são incorporadas a uma estrutura de dados vetoriais e formam as restrições específicas dos recifes e afloramentos impostas à cinemática do perfil e aos cálculos de volume realizados pelo modelo. Assim, as camadas de substrato consolidado não contribuem para os volumes de erosão e preenchimento do perfil, embora forneçam um substrato permanente para o preenchimento subsequente.

Para a caracterização do tipo de material ao longo dos perfis foram utilizadas duas bases de dados: observações de campo com reconhecimento visual, para a parte subaérea; e um mapa elaborado por Garcia [2018] (Figura 8) com a caracterização de feições de fundo da plataforma insular de Trindade a partir de imagens de sonar de varredura lateral e amostragens.

Após a identificação, definiu-se como substrato consolidado (0) todas as regiões do perfil que apresentavam estruturas de recifes calcáreos, esteiras algais ou afloramentos vulcânicos, e como substrato inconsolidado (1), aquelas com

presença de areia e bancos de rodolitos (uma vez que os registros dos mesmos na ilha, se deram sobre extensos fundo arenoso). A classificação final de todos os perfis iniciais encontram-se ilustrada na Figura 9.

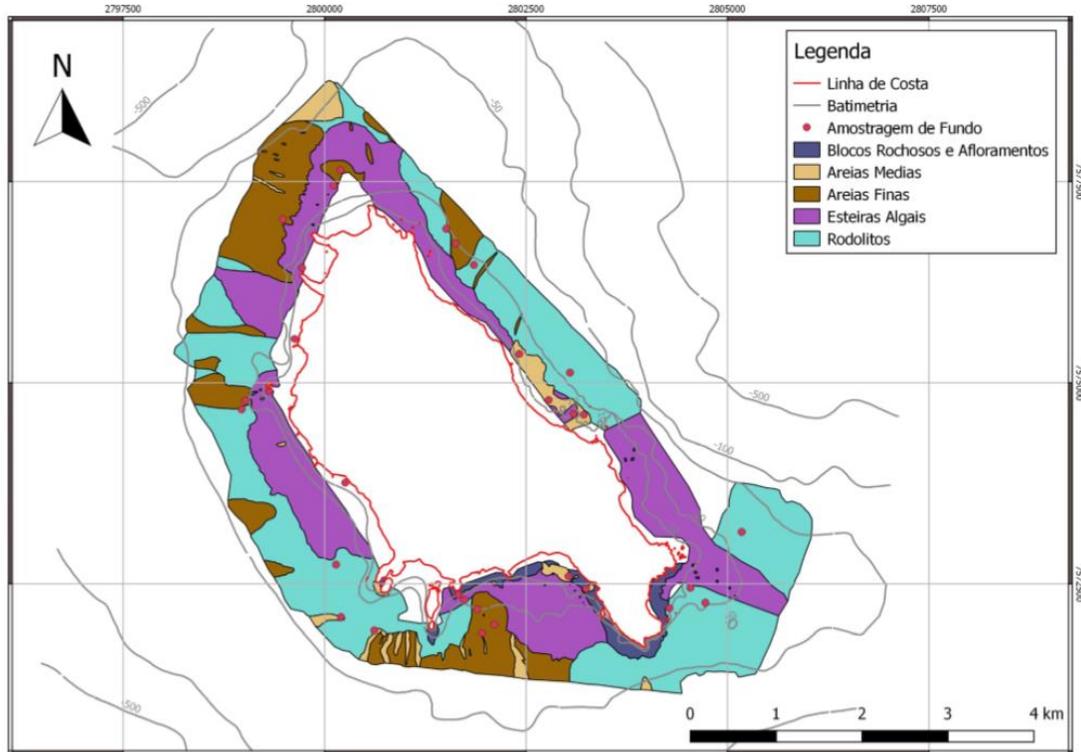
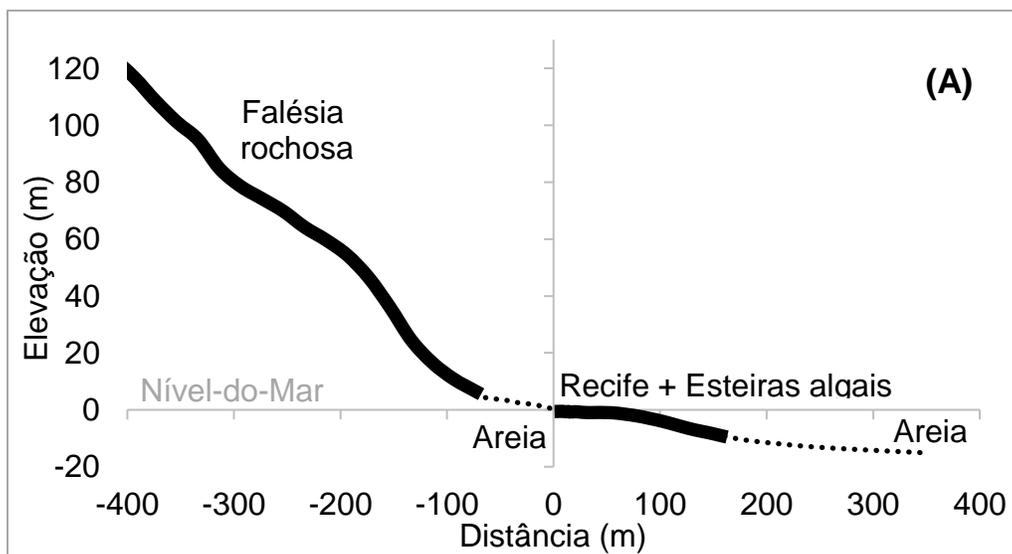
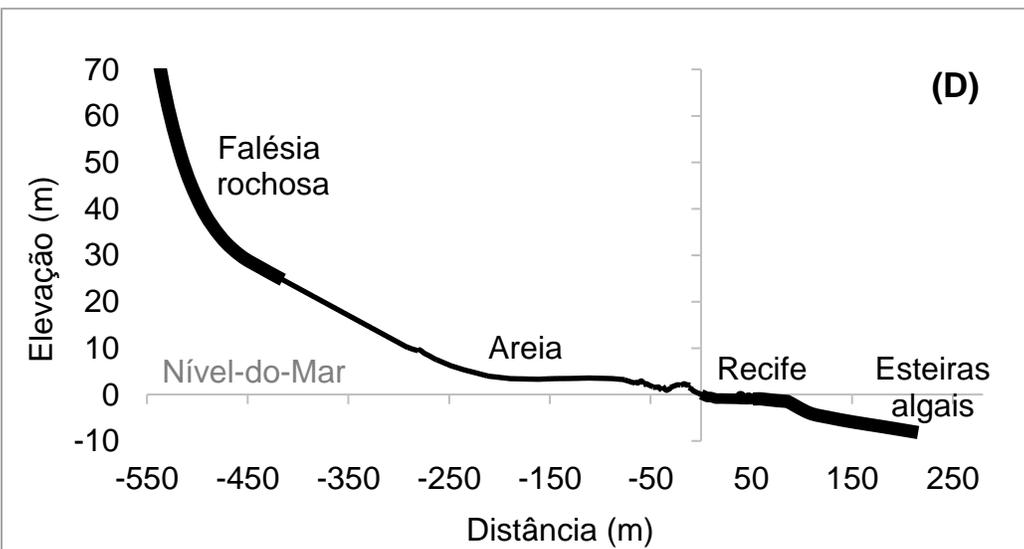
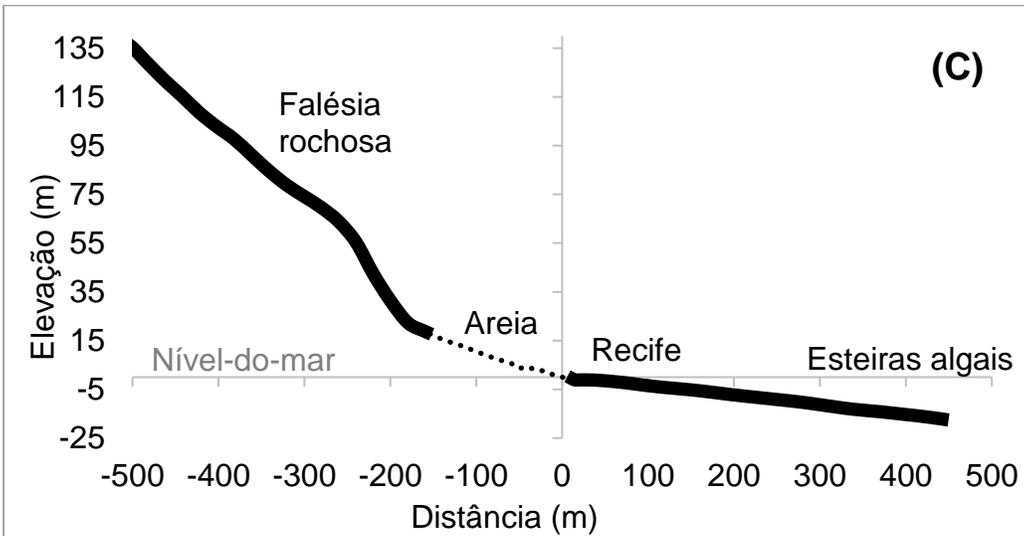
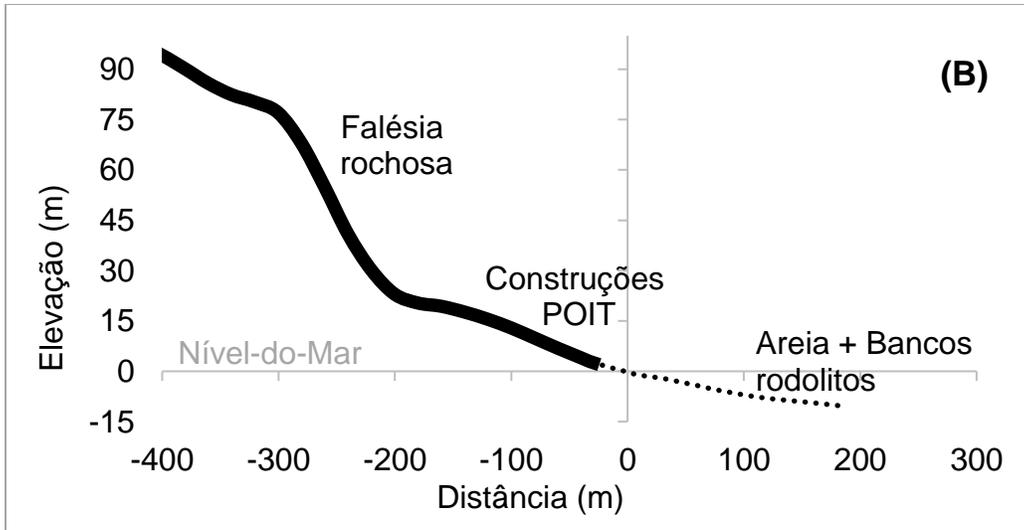


Figura 8. Mapa contendo as unidades de classificação de fundo da Ilha da Trindade – uma das bases de dados utilizada para classificação dos perfis iniciais. Retirada de Garcia [2018].





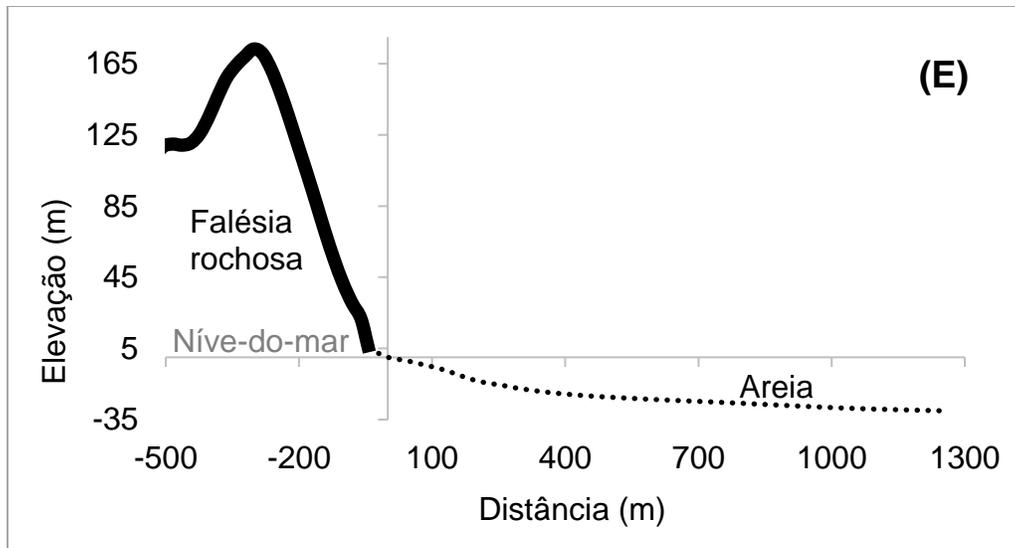


Figura 9. Classificação da textura dos perfis iniciais para as praias das Cabritas (a), Calheta (b), Andradas (c), Tartarugas (d) e Vermelha (e). Onde, as linhas contínuas indicam material consolidado (rochas vulcânicas, afloramentos, recifes calcáreos, esteiras algais) e as linhas pontilhadas, material não consolidado (areia, areia com rodolitos).

4.5. Profundidade de Fechamento: definição e calibração do modelo

A quantificação da PdF é bastante relevante no uso de modelos morfológicos ou de transporte de sedimentos, já que representa o ponto de separação entre a zona de transporte ativo de sedimentos e a zona mais profunda onde ocorre baixa taxa de sedimentação e erosão, para um dado intervalo de tempo [Wang & Davis, 1999; Kraus, Larson & Wise 1999].

Os princípios das praias do tipo *perched* implicam que o conceito usual de definição da PdF (e.g. Hallermeier [1981]) é inaplicável [Cowell & Kench, 2001]. Em vez disso, presume-se que o fechamento ocorre a qualquer profundidade que o perfil da praia ou da ilha cruze com o recife, sendo, portanto, dependente temporalmente da evolução deles. Assim, a elevação da superfície do recife abaixo da crista de tempestade (berma) fornece o valor substituto apropriado da PdF. De acordo com Cowell & Kench [2001], o truncamento do perfil pelo recife, nesse caso, reduz a incerteza na identificação dos limites de fechamento, ao contrário do que ocorre nas costas siliciclásticas. Esses valores, foram usados no modelo para definir o limite superior da antepraia.

Já a determinação do limite inferior e da zona de transição, baseou-se em evidências morfológicas e/ou dinâmicas identificadas após a inspeção visual dos perfis, uma vez que estas podem representar um registro integrado de escala de longo prazo de processos (e.g. inversão na concavidade do perfil, quebras de continuidade, etc), de acordo com Inman, Elwany & Jenkins [1993].

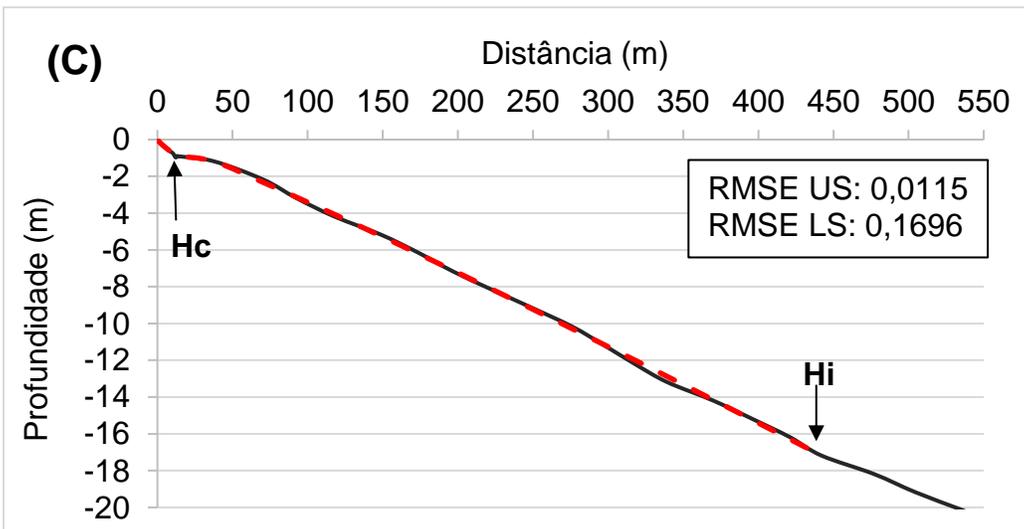
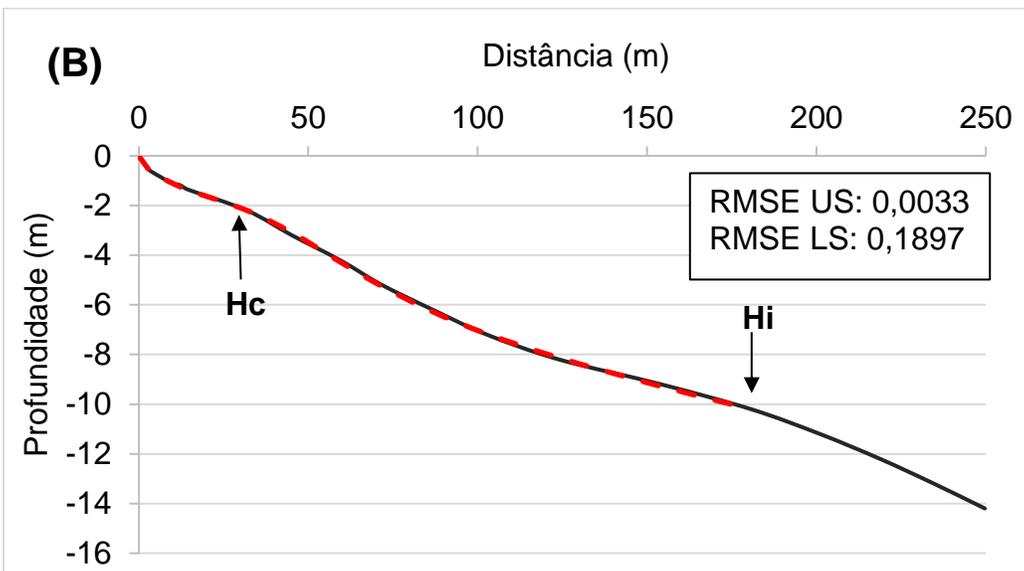
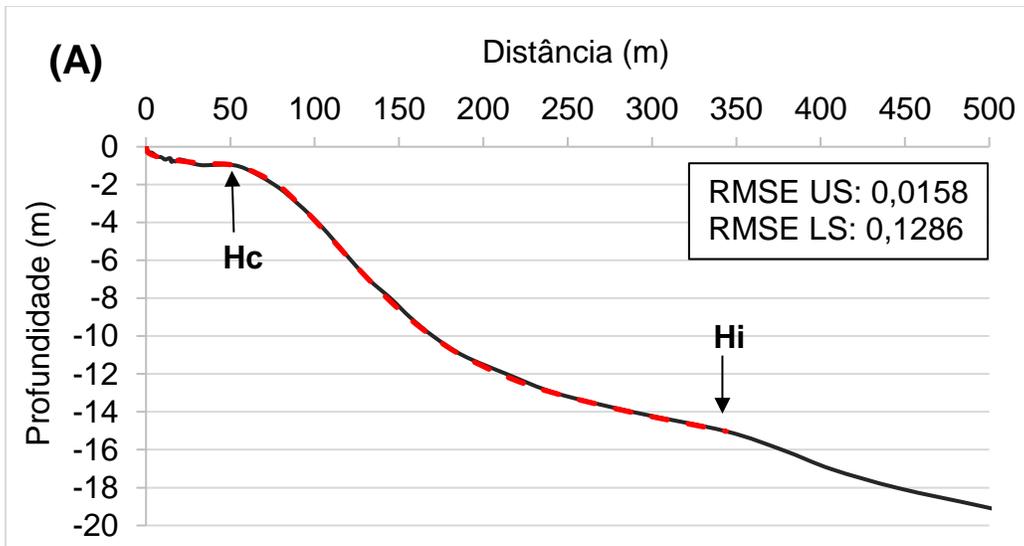
Após a identificação dos limites ativos, técnicas de calibração baseadas na equação da antepraia composta [Cowell, Roy & Jones, 1992] (Equação 2) foram realizadas buscando o melhor ajuste entre as curvas modelada e original (menor raiz do erro médio quadrático – RMSE), seguindo a metodologia sugerida e aplicada por Daley [2005]. Todos os perfis foram calibrados para ter o nível médio do mar na média do espraiamento superior e inferior. Os ajustes utilizados para calibração do modelo podem ser conferidos na Figura 10.

$$h = WA_c x^{m_c} + (1 - W)A_i x^{m_i} \quad (\text{Equação 2})$$

Onde ‘*h*’ representa a profundidade a uma certa distância ‘*x*’ da LC; ‘*A*’ é um parâmetro dimensional (coeficiente de escala que controla a declividade do substrato); ‘*m*’ é um parâmetro adimensional (que determina a forma do perfil); ‘*c*’ e ‘*i*’ estão relacionados a antepraia superior e inferior, respectivamente, e ‘*W*’ representa a zona de transição de acordo com a função dada por:

$$W = \exp \left\{ - \left[\frac{|\lambda - x| - |\lambda - x|}{\lambda c} \right]^d \right\} \quad (\text{Equação 3})$$

Onde ‘*c*’ e ‘*d*’ controlam o comprimento e a forma da zona de transição e ‘*λ*’ é a extensão da antepraia superior.



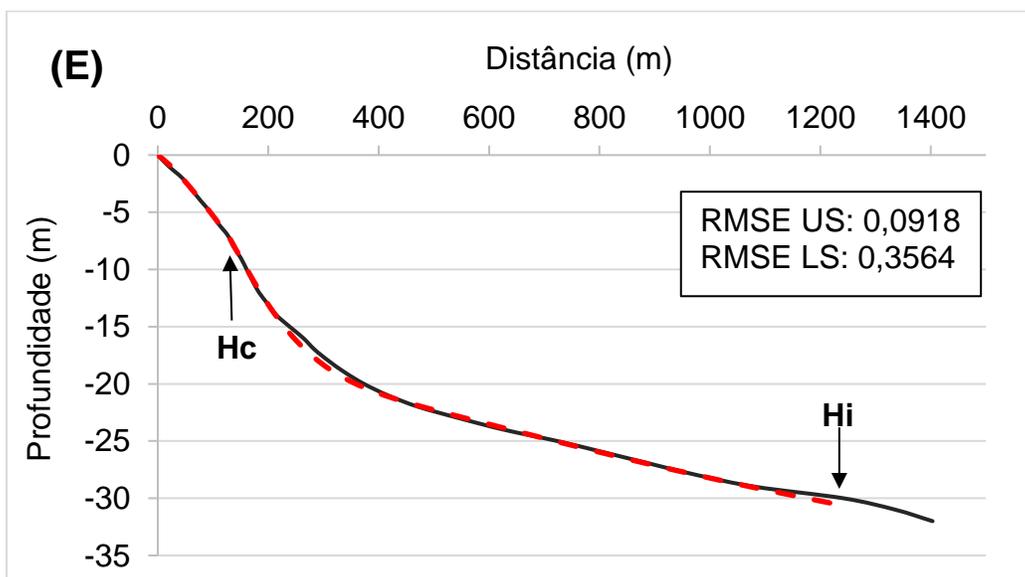
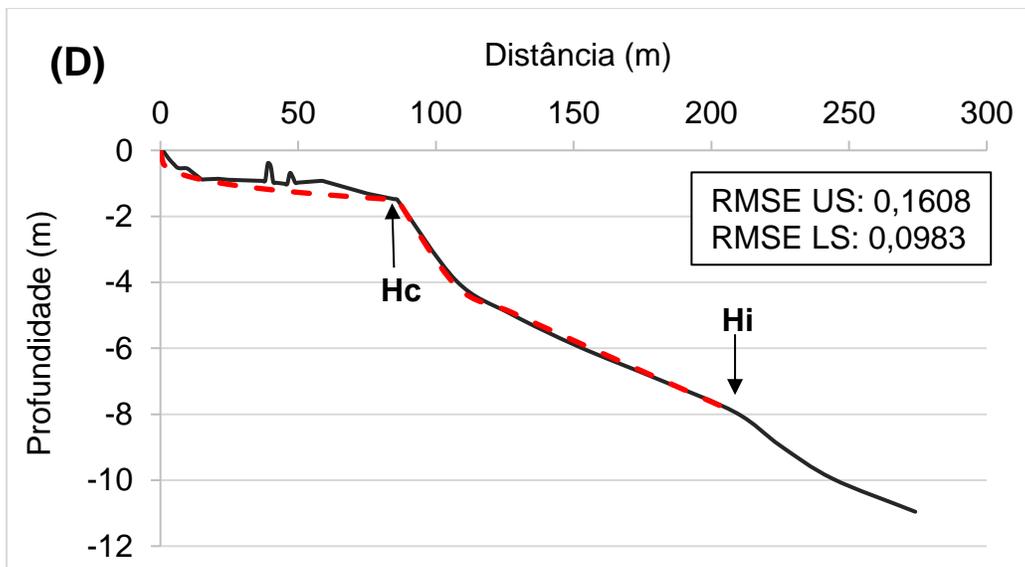


Figura 10. Representação do perfil original da batimetria (linha contínua preta) e do melhor ajuste de calibração da antepiraia (linha tracejada vermelha), para as praias das Cabritas (a), Calheta (b), Andradas (c), Tartarugas (d) e Vermelha (e). O melhor ajuste corresponde ao menor erro médio quadrático (RMSE), indicado para a antepiraia superior (US) e inferior (LS). As setas mostram a localização das profundidades de fechamento superior (Hc) e inferior (Hi).

4.6. Estimativas do balanço sedimentar

Três valores (para os limites inferior, modal e superior) foram obtidos para o cálculo das estimativas de balanço sedimentar de cada região, considerando as demandas do modelo. A metodologia foi extraída de Figueiredo [2011], conforme Equação 4.

$$V = C_p (h_d + h_s) \quad (\text{Equação 4})$$

Onde, o volume sedimentar (V) é função da taxa de deslocamento horizontal do perfil praial (C_p), da altura do perfil (h_d) e da PdF da antepraia superior (h_s) – todas variáveis tratadas em metros.

Os valores correspondentes à altura do perfil e PdF superior foram obtidos a partir dos perfis iniciais gerados anteriormente. Já as variações de LC (C_p) vieram de duas fontes disponíveis na literatura: Calliari & Vianna [2017], através da comparação de fotografias aéreas da região, encontraram variações absolutas da ordem de 5 m a –15 m para as praias dos Andradas, Tartarugas, Vermelha e Cabritas, sendo esta última a única a apresentar leve acreção no período analisado (de 1973 a 2013). Para a praia da Calheta, utilizou-se um registro único de recuo da ordem de 20 m, apontado por Castro [2010], que se deu após a remoção parcial da linha de rochas de praia (derrames vulcânicos de analcita-ankaratrito), para possibilitar a atracação de barcos na ilha.

Após as estimativas de volume, os valores foram associados aos horizontes temporais da simulação, representando assim os volumes acumulados para os períodos analisados (2040 e 2100, respectivamente). A Tabela 1 mostra os volumes usados como entradas do modelo.

Tabela 1. Volumes sedimentares ($m^3.m$ linear) utilizados para calibrar o modelo em cada ano/cenário/estudo de caso.

	Volume 2040			Volume 2100		
	Inferior	Médio	Superior	Inferior	Médio	Superior
Cabritas	9	12	18	34	48	69
Calheta	-44	-44	-44	-168	-168	-168
Andradas	-34	-25	-12	-130	-98	-46
Tartarugas	-31	-23	-31	-121	-90	-60
Vermelha	-54	-41	-14	-209	-156	-52
Volumes 2100 (estudo de caso 2)						

	Redução 10% CaCO ₃			Redução 70% CaCO ₃		
Cabritas	33	46	66	24	34	49
Calheta	-179	-179	-179	-245	-245	-245
Andradas	-138	-103	-48	-185	-139	-65
Tartarugas	-128	-96	-64	-169	-127	-85
Vermelha	-212	-159	-53	-235	-176	-59

No contexto de praias e ilhas com presença de recifes biogênicos, o transporte líquido e as taxas de produção de sedimentos calcáreos podem ter efeitos significativos na estabilidade e na mudança morfológica [Cowell & Kench, 2001]. Estima-se que, anualmente, 25% do material calcificado produzido por esses sistemas seja convertido em sedimento [Scoffin *et al.*, 1980; Hubbard, Miller & Scaturo, 1990]. Nesse sentido, o declínio das estruturas recifais em decorrência das mudanças climáticas (*e.g.* acidificação dos oceanos e aumento da temperatura superficial do mar) pode afetar diretamente o fornecimento de areias carbonáticas às praias vizinhas [Yamano, Kayanne & Chikamori, 2005; Cyronak & Eyre, 2016].

Uma vez que as praias de Trindade são em grande parte compostas por material calcáreo biogênico (porcentagens variam de 16 % – 66 %; ver Quadro 1), espera-se que um declínio dos sistemas locais de recifes contribua para um déficit de sedimentos e, conseqüentemente, para maiores taxas de recessão costeira. Assim, o estudo de caso 2 foi estabelecido para avaliar a influência desse déficit na resposta costeira (ver Cap. 4.8.3).

Ainda existe uma variação muito grande entre as estimativas no que diz respeito ao efeito das mudanças climáticas nas reservas sedimentares carbonáticas. Por exemplo, alguns trabalhos projetam que: até 2100, a dissolução de sedimentos carbonáticos (CaCO₃) em função da acidificação dos oceanos, pode reduzir as taxas de sedimentação em 31% com relação aos valores atuais [Simeoni *et al.*, 2018], enquanto outros apontam valores que chegam a 80% [Cyronak, Santos & Eyre, 2013].

Em função disso, para o desenvolvimento de nossas simulações, foram

considerados dois cenários hipotéticos em que a disponibilidade de sedimentos carbonáticos foi reduzida em 10% e 70% em relação ao volume total, respectivamente. No cenário otimista (redução de 10%), a produção dos recifes acompanharia a ENM, enquanto no pessimista (redução de 70%) os estressores ambientais resultariam no colapso das estruturas e na queda da produção e exportação de sedimentos para os sistemas praias. Os volumes foram considerados apenas para o ano 2100, uma vez que tal declínio deve acelerar a partir de 2050 [Gattuso, Hoegh-Guldberg & Pörtner, 2014; Perry *et al.*, 2018].

4.7. Valores projetados de ENM

De acordo com Nurse *et al.* [2014], há um problema na geração de cenários climáticos formais quando se trata de pequenas ilhas, uma vez que geralmente esses ambientes são muito menores que a grade de resolução dos modelos climáticos globais. Contudo, de acordo com os autores, a incerteza nas projeções de ENM não é razão suficientemente válida para adiar o planejamento da adaptação nesses locais, sendo sugerido então a utilização de cenários probabilísticos alternativos baseados em um entendimento geral de tendências globais ou locais.

Portanto, os valores de ENM utilizados para as presentes simulações foram extraídos de Jackson & Jevrejeva [2016], cujas projeções de cunho regional resultam de uma abordagem probabilística (percentis). Dessa forma, os limites inferior, médio e superior utilizados para a calibração do modelo corresponderam, respectivamente, aos percentis 5-95, 50 e 95, indicados no estudo citado (ver Tabela 2).

Para as simulações foram considerados os horizontes temporais de 2040 e 2100, e o cenário de elevação mais pessimista (RCP 8.5), baseado nos *Representative Concentration Pathways* (RCPs), que informam sobre o incremento de gases estufa na atmosfera em relação aos níveis pré-industriais [Moss *et al.*, 2010].

Tabela 2. Valores de ENM (em metros) utilizados como limites inferior, médio e superior nas simulações de LC para os anos de 2040 e 2100, referentes ao cenário mais pessimista de elevação, o RCP 8.5.

RCP 8.5	Inferior Percentil 5-95	Médio Percentil 50	Superior Percentil 95
2040	0,10	0,10	0,18
2100	0,70	0,70	1,10

4.8. Desenho experimental: simulações da resposta costeira

Com relação ao número amostral foram computadas 1000 simulações para cada experimento, valor equivalente ao utilizado no trabalho realizado por Cowell *et al.* [2006] e admitido como confiável por Kinsela [2007] para produção de resultados em termos de recuo costeiro. A Figura 11 ilustra os desenhos experimentais propostos neste trabalho, e maiores detalhes acerca dos mesmos são apresentados nos tópicos seguintes.

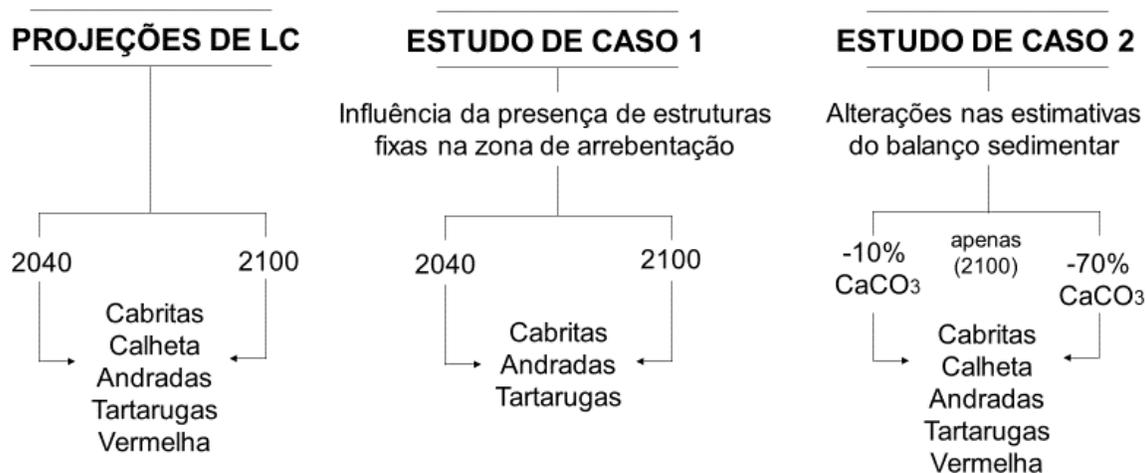


Figura 11. Desenho experimental das simulações da resposta costeira realizadas para a Ilha da Trindade.

4.8.1. Projeções de LC para 2040 e 2100

Para as projeções de LC foram consideradas para cada simulação as características geomorfológicas e dinâmicas específicas de cada local. Aqui, os valores da estimativa de balanço sedimentar e os dados de ENM variaram apenas de acordo com cada horizonte de tempo (2040 e 2100), sendo aqueles calibrados

para cada local. Dessa forma, foram obtidas as projeções de LC para cada um dos cinco setores para os anos de 2040 e 2100, totalizando dez simulações independentes.

4.8.2. Estudo de caso 1: influência da presença de estruturas fixas na zona de arrebenção

Para avaliar a influência das estruturas fixas submersas (recifes calcáreos ou afloramentos vulcânicos) existentes em algumas das praias de Trindade foram conduzidas mais seis simulações independentes. Nesse caso foram consideradas apenas as praias que apresentam tais feições, sendo elas: Cabritas, Andradas e Tartarugas. Os valores de balanço sedimentar e ENM se mantiveram originais de cada setor, variando apenas no horizonte temporal em questão (2040 e 2100). Aqui, a única modificação imposta se deu na composição dos perfis da antepraia, onde as regiões originalmente com presença de estruturas rígidas foram substituídas por perfis compostos apenas de areia. Nesse estudo de caso foi possível comparar os resultados de recuo com as projeções originais de LC, e quantificar a importância da presença de tais estruturas na resposta costeira.

4.8.3. Estudo de caso 2: Influência de alterações nas estimativas do balanço sedimentar

Para avaliar a influência de variações nas estimativas do balanço sedimentar, desenvolveu-se uma nova rodada de simulações. Para isolar essa contribuição, os valores de ENM e os respectivos perfis se mantiveram originais de cada setor e apenas os volumes sedimentares variaram de acordo com os cenários propostos conforme as estimativas descritas no Capítulo 4.6.

4.9. Análises estatísticas

Uma vez que todos os conjuntos de dados das distribuições de recuo da LC falharam no teste de normalidade Kolmogorov – Smirnov, foi aplicado o teste não paramétrico de Kruskal–Wallis (K–W) para determinar qualquer diferença estatisticamente significativa entre as saídas do modelo. Por se tratar de um teste

de duas amostras, os resultados das simulações foram divididos em grupos comparativos.

Para o primeiro conjunto de simulações (Cap. 4.8.1), foram realizadas comparações para cada praia dentre os horizontes de tempo: atual vs. 2040 e atual vs. 2100. Para o estudo de caso 1 (Cap. 4.8.2), as comparações foram entre a presença vs. a ausência das estruturas para um mesmo horizonte de praia/tempo. Finalmente, para o estudo de caso 2 (Cap. 4.8.3) se comparou as simulações que consideraram o balanço de sedimentos calibrados com as simulações de déficit (10% e 70%) para 2100.

Capítulo V: Artigo científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito, de autoria de Walkiria Salvadori Olsen, Salette Amaral de Figueiredo e Lauro Julio Calliari, é intitulado “*Geomorphological controls in coastal response under sea level rise on an oceanic island: Trindade, Brazil*” e foi submetido para publicação no periódico *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

1 **Geomorphological controls in coastal response under projected sea-**
2 **level rise at an oceanic island: Trindade, Brazil**

3
4 Walkiria Salvadori Olsen^a *, Salette Amaral de Figueiredo^a, Lauro Julio Calliari^a

5
6 ^a Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Laboratório de
7 Oceanografia Geológica. Av. Itália s/n, Km 8, Campus Carreiros, Rio Grande, RS,
8 Brazil – 96203-900.

9 * Corresponding author. E-mail address: walkiria.so9@gmail.com.

10
11 **Abstract**

12 Sea-level rise (SLR) represents one of the most threatening consequences
13 of climate change. Despite considerable attention has been paid to its impacts on
14 coastal zones, studies concerning insular ecosystems remain scarce. Besides,
15 large uncertainties still exist in relation to SLR rates and how islands will respond to
16 it. In this context, to allow a better future management of these environments, we
17 present a quantitative evaluation of how geomorphological controls (e.g., profile
18 geometry, composition, and sediment budget) can influence coastal behavior
19 under SLR scenarios, based on simulations in a stochastic coastal-behavioral
20 model: The Random Shoreface Translation Model (RanSTM). This model was
21 applied to the analysis of Trindade Island (Brazil), in which the great
22 geomorphological variability of its beach systems provides an excellent natural
23 laboratory for large scale coastal behavior investigations. Overall, the simulations
24 indicated that most of the analyzed beaches will experience shoreline retreat under
25 the projected SLR for both 2040 and 2100. However, the low magnitude of the
26 Trindade recession rates may indicate that this high volcanic island is less
27 vulnerable than other locations to future SLR, even under a high-rate scenario (like
28 that projected for 2100). The results also indicate that the shoreface slope and its
29 composition exert a great influence on the coastal responses: smoother profiles
30 showed a larger shoreline displacement; additionally, when the lower shoreface
31 was mainly composed of sand rather than rock, the retreat rates declined by more

32 than 90% under most scenarios. Moreover, the results from the two case studies
33 highlighted: (1) the importance of hard structures in the surf zone (e.g., calcareous
34 reefs and volcanic rock outcrops) acting as natural barriers, once they significantly
35 reduced the coastal retreat in those beaches presenting them; and (2) that the
36 shoreline responses vary widely for different sediment budgets estimates. In
37 conclusion, the results expose the complexity involved in the investigation of
38 geomorphological controls when modeling coastal response to SLR. Furthermore,
39 they underline how an accurate delineation of such parameters is critical for
40 providing truthful shoreline forecasts.

41

42 **Keywords:** Coastal modeling, Shoreline variation, Global climate change, Volcanic
43 island.

44

45 **1. Introduction**

46 According to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), sea-
47 level rise (SLR) is one of the most widely recognized consequences of global
48 climate change. This fact is based on the assumption that the increased global
49 temperatures would result in sea-level changes through thermal expansion of
50 ocean waters and the melting of land-based ice sheets and glaciers (Meehl et al.,
51 2007). Additionally, an acceleration of SLR rates is projected to take place already
52 in this century (Church and White, 2011; Church et al., 2013), bringing a
53 cumulative number of impacts on coastal environments (Fitzgerald et al., 2008),
54 where responses and adjustments to external agents of change are complex and
55 often non-linear (Nicholls et al., 2007).

56 Despite its imminent increase, SLR rates are not expected to be globally
57 uniform, due to regional variations in the oceanic level (Nicholls and Cazenave,
58 2010). Thus, the coastal response to a given SLR will be strongly dependent on
59 the inherited geomorphological characteristics of each region (Figueiredo et al.,
60 2018). In general, as the magnitude of climate-induced SLR increases, its impacts
61 will become more apparent, particularly in insular environments (Wong et al.,
62 2014). According to Nurse et al. (2014), few places on the planet experience more

63 dramatic and rapid changes in morphology and external conditions than the coasts
64 of oceanic islands.

65 In the context of climate change, large-scale coastal behavior (LSCB)
66 models are interesting tools for coastal managers (De Vriend et al., 1993); in fact,
67 they facilitate the prediction of significant morphodynamic changes at timescales
68 (e.g., decades to millennia) relevant to the management of SLR impacts, allowing a
69 limitation of the negative effects of coastal variations (Cowell and Thom, 1995). In
70 addition, besides being used to produce forecasts, LSCB models enable the
71 assessment of drivers and their relevance to coastal change, clarifying both the
72 processes and agents involved. In these type of approach, three main factors must
73 be taken into consideration: 1) the sea-level variations, 2) the regional sediment
74 budget, and 3) the coastal geomorphology (Carter and Woodroffe, 1994).

75 However, uncertainties related to the LSCB are unavoidable and must be
76 considered for a transparent decision making (Kinsela et al., 2017). As stated by
77 Cowell et al. (2006), such investigations have to deal with three major sources of
78 uncertainty: those related to (1) climate change itself, (2) the effects of climate
79 change on SLR and the sediment budget, and (3) process uncertainty in modelling
80 of beach responses in timescales relevant to climate change.

81 Several studies have been conducted based on LSCB models and
82 considering future sea-level variations. These have focused on several locations
83 around the world (e.g., Moore et al., 2010; Kinsela et al., 2016; Kinsela et al.,
84 2017), including the Brazilian coast (e.g., Figueiredo, 2013; Klein et al., 2016;
85 Forgiarini et al., 2019; Figueiredo et al., 2020). However, few studies have focused
86 this approach on oceanic islands (e.g., Kench and Cowell, 2001; Shope and
87 Storlazzi, 2019). For this kind of environments, most efforts concern flooding
88 predictions (e.g., Cooper and Chain, 2013; Shope et al., 2017) or vulnerability and
89 sensitivity assessments of shoreline impacts (e.g., Bellard et al., 2014; Kane et al.,
90 2015).

91 The Trindade Island was chosen as the object of this study primarily
92 because of the great geomorphological variability of its beach systems, which
93 make it an excellent natural laboratory for LSCB investigations. In addition, since

94 this island was discovered in 1501, it stands out on the Brazilian scene for its
95 strategic location, geopolitical relevance, and biogeodiversity focus. The purpose of
96 this paper is to explore and quantify the relative importance of different
97 geomorphological controls of the island coastal response, taking into account
98 future scenarios of SLR. Thus, contributing to fill some of the existing knowledge
99 gaps about LSCB studies on those environments.

100

101 **2. Study area characterization**

102 The Trindade Island is located in the South Atlantic Ocean (35°W, 24°S),
103 1140 km away from the coast (Figure 1). It is both the easternmost and the
104 youngest seamount of the Vitória–Trindade Chain, rising up to 5000 m from the
105 ocean floor and with an emerged area of 13.5 km² orientated in the NW–SE
106 direction (Almeida, 1961; 1995). The island relief is extremely rugged, with some
107 peaks reaching 500 – 600 m above sea level in the central regions, and is steeper
108 on the southwest side than on the northeast side.

109 The tropical oceanic climate varies from semi-humid to semi-arid, with
110 annual average temperatures of 25 °C. Precipitation is seasonal and variable, and
111 the annual average is low (923 mm) (Marinha do Brasil, 2011). Easterly trade
112 winds (45%) predominate and most waves come from the south (33.7%) and
113 southwest (23.4%) quadrants, with significant heights of 2.14 m and average
114 periods of 11.07 s (Calliari et al., 2016). However, during winter (April – October)
115 cold fronts periodically bring stronger winds and swells from the south. Notably, the
116 micro-tidal regime is semi-diurnal (Marinha do Brasil, 2011).

117 Paleosealevel reconstructions developed by Angulo et al. (2018) showed
118 good agreement with hindcast model curves obtained for the Brazilian coast
119 indicating that between 5.06 ka – 0.55 ka, sea-levels were higher than present.
120 Since Angulo et al. (2018) reported no significant vertical land movement in
121 Trindade for the last 5.1 ka, our coastal simulations did not consider the influence
122 of tectonic movements. Further observations using satellite altimetry data
123 (COPERNICUS “Sea Surface Height” database) indicated that sea level rose at a
124 rate of 3.7 mm year⁻¹ between 1993 – 2019, considering local variations.

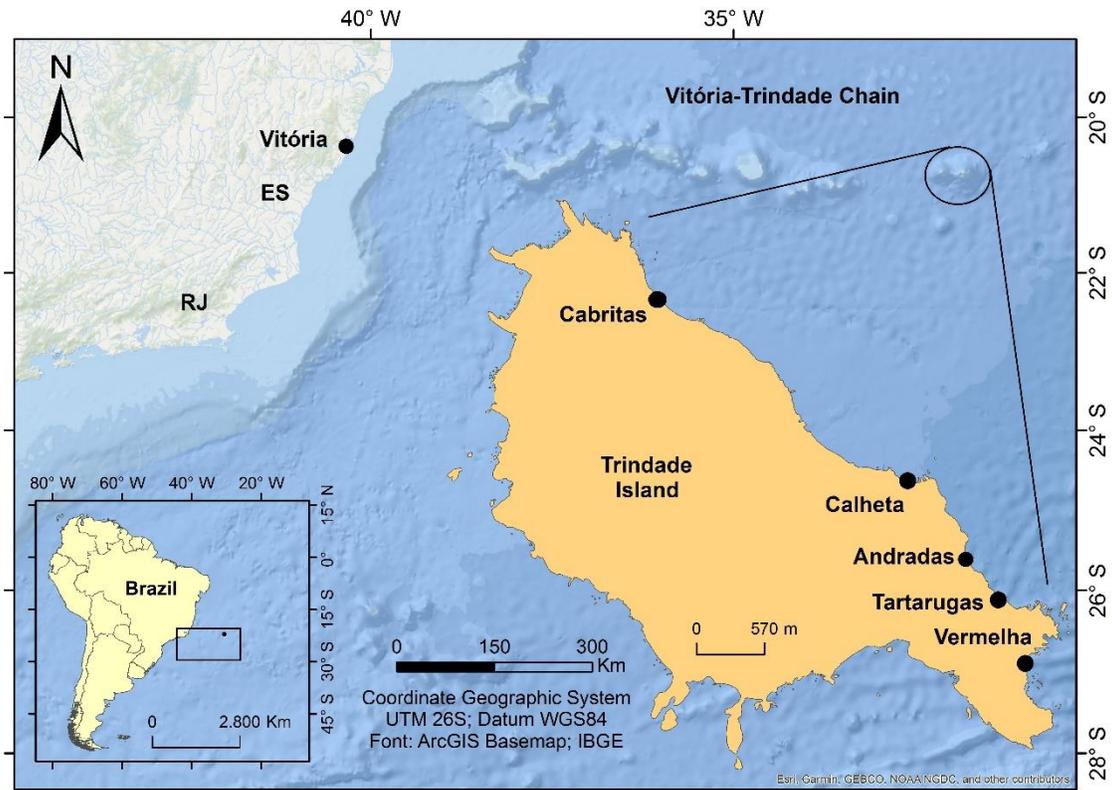


Figure 1. Map showing the Vitória–Trindade Chain and Trindade Island locations (with respective beaches studied indicated).

125

126 The island coastline has a length of 21.8 km, of which 16.7 km (76%) are
 127 composed of rock and only 5.1 km (24%) of sand and pebbles (Calliari et al.,
 128 2016). This study focused on five well-developed beaches located on the east
 129 coast of the island: Cabritas, Calheta, Andradas, Tartarugas and Vermelha (Figure
 130 1). These are mainly sandy beaches, composed of well-sorted medium to coarse
 131 sand, and characterized by embayments limited by headlands and continuous hard
 132 structures (e.g., volcanic rock outcrops and calcareous reef) in the surf zone
 133 (Calliari et al., 2017). These morphological conditions control the hydrodynamic
 134 circulation and limit the sediment supply to the bays, with no significant sediment
 135 bypass (Castro, 2010). Consequently, most the depositional processes result from
 136 short-distance sediment transport between the source rock and the beach
 137 (Almeida, 1961; 1995).

138 The mineralogy reflects the weathering of the adjacent rock formations,
 139 mostly composed of volcanic tuffs with high percentages of heavy minerals (Castro

140 and Antonello, 2006; Pessamilio, 2018). Fragments of algae and carbonatic
141 organisms eroded from the surrounding reefs also supply a large amount of
142 sediment to the system (19% – 66% of the total), particularly toward the foreshore
143 (Calliari et al., 2016). Biogenic reefs (i.e., algae-reefs and vermetid-reefs) are
144 especially developed on the northeast side of the island, occurring on the beaches
145 of Cabritas, Andradas, and Tartarugas, and appear above the water surface only at
146 low tides (Pinheiro, 2017).

147 Regarding historical coastline variations, previous studies have reported
148 both beaches with a relatively stable balance over time and stock replacement
149 after erosive events (e.g., Castro, 2010; Calliari and Vianna, 2017; Pinheiro, 2017),
150 and others where balance disturbances have resulted in coastal erosion (e.g.,
151 Mohr et al., 2009). These beaches have fundamental environmental and social
152 roles. On Calheta Beach, for example, there is a constant landing of materials and
153 people (from both the military and scientific communities) through boat mooring,
154 while Tartarugas Beach is recognized as the largest breeding site of green turtles
155 in Brazil (Moreira et al., 2017).

156

157 **3. Material and Methods**

158 **3.1. The random shoreface translation model (RanSTM) and its** 159 **modifications for island application**

160 Simulations of coastal response under SLR scenarios were performed using
161 a modified stochastic version of the Shoreface Translation Model (STM), the
162 RanSTM, developed by Cowell et al. (1992; 1995). The functions of the previous
163 version of the model are all equally applicable to the RanSTM. Modifications
164 particularly relevant for the application of the model to reef islands, as stated by
165 Cowell and Kench (2001) and validated by Kench and Cowell (2001), are
166 presented below.

167 The STM is classified as a morphological-behavioral model. Its operations
168 are based on the aggregation of complex coastal processes into a simple set of
169 bulk variables (Cowell et al., 1992; 1995). Numerical solutions for recession
170 distances are produced based on the landward and upward translations of a two-

171 dimensional cross-shore profile in response to SLR, constrained by the sediment
172 mass balance. Equation 1 shows, in a simplified way, the three main time-
173 dependent variables controlling the coastal response (R) predicted by STM. In this
174 equation, ' R ' is a function of the changes in sea level (S), the geometric
175 parameters of the initial profile (P), and the local sediment budget (V).

176

$$177 \quad R = f \left(\frac{dS}{dt}, \frac{dP}{dt}, \frac{dV}{dt} \right) \quad (\text{Equation 1})$$

178

179 The main advantage of using the stochastic version is that it offers better
180 estimates compared to the deterministic one. This happens because the
181 uncertainties related to the boundary condition parameters (e.g., the SLR,
182 sediment budget, and substrate geometry) in coastal modeling are dealt with in the
183 RanSTM by expressing these parameters as probability density functions (pdfs).
184 These pdfs are formulated using a set of randomly selected values from a created
185 range of estimates (e.g., minimum, modal, and maximum) for each parameter. The
186 model samples these values repetitively, computing all the morphological changes
187 and recession distances as outputs, and expresses the distributions in the form of
188 occurrence probabilities across a feasible range of magnitudes (0.001 – 100%)
189 (Cowell et al., 2006). This type of approach results in a forecast of the coastline
190 displacement rather than in a deterministic prediction, supporting stakeholders with
191 relevant information in terms of hazard levels.

192 The application of the STM to reef islands has required the reconsideration
193 and adaptation of Bruun concepts, so to account for the characteristics of island
194 settings (Cowell and Kench, 2001): in particular, the consideration of truncate
195 beach profiles by the reefs, and of a non-erodible substrate upon these features.

196 To perform the first modification, it is necessary to apply the concepts of the
197 truncated shoreface model (TSM) and of perched beaches (Kotvojs and Cowell,
198 1991; Dean and Dalrymple, 2002; Daley, 2005): the rock truncation is not
199 considered to influence the profile geometry that, therefore, can be modeled by
200 simply projecting a virtual sand profile. Such adjustments were applied to the
201 beaches of Cabritas, Andradas, and Tartarugas, since they present rocky

202 structures in the surf zone (e.g., continuous biogenic reefs and volcanic rock
203 outcrops).

204 Another critical modification consists in the ability to specify the initial profile
205 based on the composition of its strata. According to Cowell and Kench (2001), this
206 information generates the specific reef/outcrop restrictions imposed on the profile
207 kinematics and volume calculations performed by the model. Thus, the layers of
208 consolidated substrate do not contribute to the erosion volume, although they still
209 provide a permanent surface for subsequent filling.

210 The characterization of the profile compositions was based on two main
211 data sources: field observations (for the sub-aerial part) and a map developed by
212 Garcia (2018) after classifying the seabed of Trindade with a side-scan sonar.
213 Therefore, a rocky substrate (0) was identified in all regions characterized by reef
214 structures, algae mats, and volcanic outcrops, while an unconsolidated substrate
215 (1) was identified in correspondence with sand or rhodolith banks (which are
216 distributed over a sandy bottom). Notably, the beaches of Andradas and
217 Tartarugas represented the only sites where no sand was identified along the
218 shoreface after the classification process. Figure 2 shows the profiles and
219 compositions of two beaches, as an example.

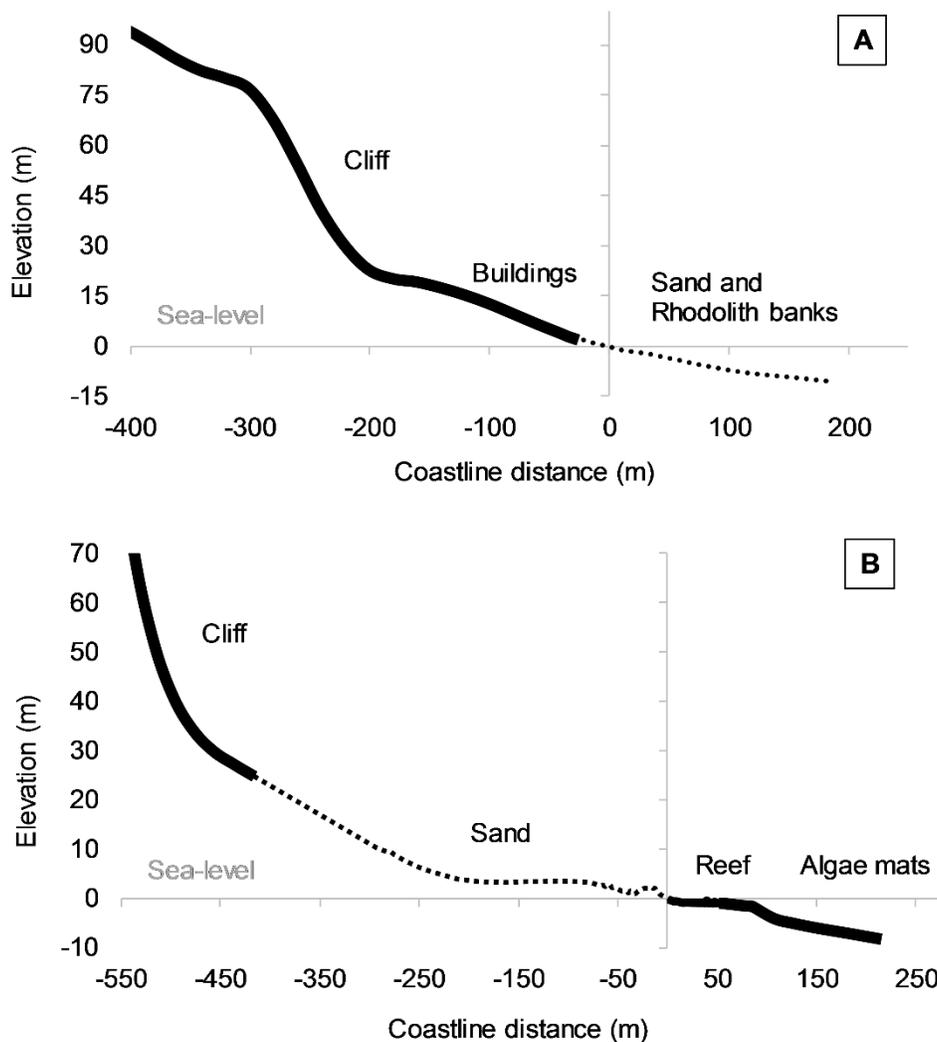


Figure 2. Initial profiles and compositions of the beaches of (a) Calheta and (b) Tartarugas. The dotted and the thick filled lines indicate the unconsolidated and consolidated substrates, respectively.

220

221

3.2. Coastal-tract settings and shoreface adjustments

222

223

224

225

226

227

Another major source of uncertainty is represented by the delineation of spatial limits for the modeled coastal area. In order to minimize this problem, we adopted the concept of coastal-tract proposed by Cowell et al. (2003a, 2003b) for the five sites. Since a limitation of the topography restricts sediment transport, the lateral limits of the coastal areas were defined based on the extent of the beach embayments. Meanwhile, the internal and external limits were defined as a fixed

228 distance of 600 m landward of the coastline and the bathymetric depth of closure,
229 respectively.

230 According to Cowell and Kench (2001), the usual concept of depth of
231 closure (DoC) determinations (e.g., Hallermeier, 1981), does not apply to perched
232 beaches. Instead, the closure position was assumed to correspond to any depth at
233 which the beach/island profile crossed the reef. This method was used to define
234 the upper limits of the shorefaces. The lower limits and the transition zone settings
235 were instead defined based on morphological evidences, which were visually
236 observed along the profiles (e.g., breaks in the substrate slope). In fact, such
237 evidences represent an integrated record of long-term scale processes, as pointed
238 out by Inman et al. (1993).

239 After defining the respective DoC, the equilibrium profile curve was adjusted
240 to the original one considering the best parameter fit (i.e., signaled by the lowest
241 RMSE). The procedure followed in this study was based on the compound
242 shoreface profile equation proposed by Cowell et al. (1992):

243

$$244 \quad h = WA_c x^{m_c} + (1 - W)A_i x^{m_i} \quad (\text{Equation 2})$$

245

246 where 'h' is the water depth at 'x' distance from the coastline, 'A' is a
247 dimensional parameter (scale coefficient that controls the substrate slope), 'm' is a
248 non-dimensional parameter (which determines the profile shape), 'c' and 'i' are
249 related to the upper and lower shorefaces, respectively, and 'W' represents a
250 weight transition zone function given by:

251

$$252 \quad W = \exp\left\{-\left[\frac{|\lambda-x|-|\lambda-x|}{\lambda c}\right]^d\right\} \quad (\text{Equation 3})$$

253

254 where 'c' and 'd' control the length and shape of the transition zone, and 'λ'
255 is the offshore extension of the upper shoreface.

256 All profiles were calibrated by adjusting the mean sea level in the calculated
257 mean swash zone.

258

3.3. Initial profile: data acquisition and processing

259

To conduct the simulations an independent initial profile was generated for each coastal cell (Figure 3), since they showed significant differences among them.

260

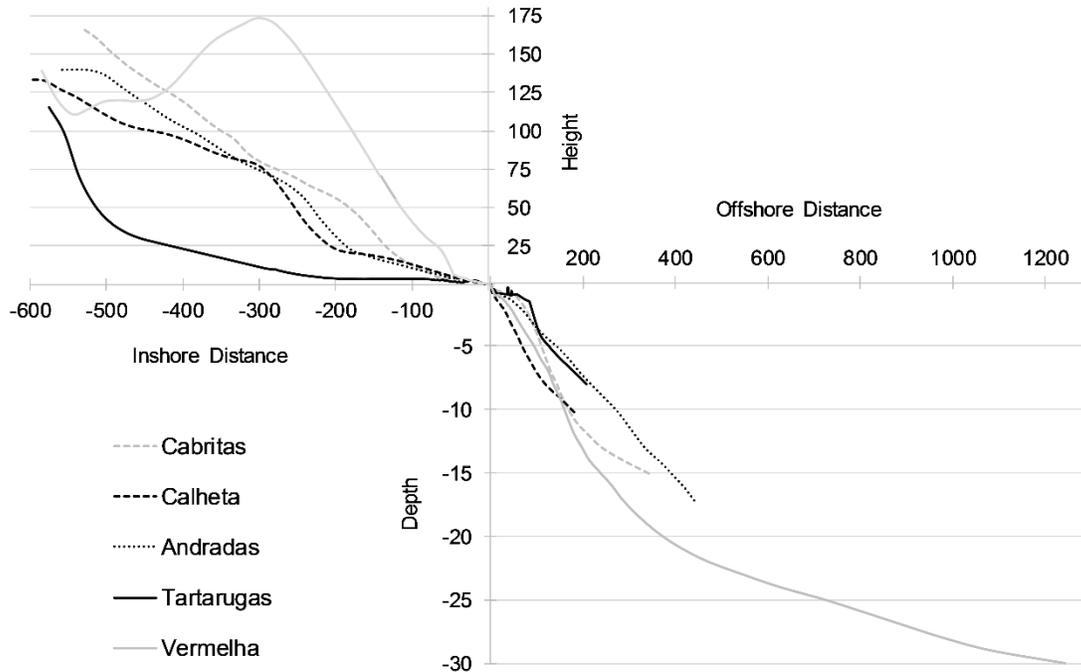


Figure 3. Initial profiles used as input for the RanSTM simulations. Distances and elevations are given in meters.

261

262

The topography data were extracted from a digitalized nautical chart (n° 2101) of the Department of Hydrography and Navigation (DHN). The beach profiles for each sector, obtained from total station measurements by the Laboratory of Geological Oceanography (LOG), were combined with the topography data to refine the coastal areas.

263

264

265

266

267

The input bathymetry was obtained during previous geophysical surveys of the LOG in 2016 using a 50/200 kHz double-frequency echo-sounder (Lowrance © LCX-19C). For interpolation, the data were previously processed to correct the tidal signal, and then converted to the same topographic chart vertical datum, in order to ensure the overlapping of the databases.

268

269

270

271

272

Based on these data, we generated a digital elevation model, from which we then extracted the topo-bathymetric representative profiles of each sector. All the

273

274 processing data followed the step-by-step method described by Daley (2005).

275

276 **3.4. Sediment budget estimates**

277 Three values of sediment volumes (lower, modal, and upper limits) were
278 obtained to estimate the sediment budget for each site. The methodology reflects
279 that of Figueiredo (2011), while the historical coastline variation rates were
280 obtained from the available literature (e.g., Calliari and Vianna, 2017; Castro,
281 2010). After volume estimates, the values were associated with the simulation time
282 horizons, thus representing the cumulative volumes for the analyzed periods (2040
283 and 2100, respectively). Table 1 shows the volumes used as model inputs.

284

	Volumes for 2040			Volumes for 2100		
	Lower	Modal	Upper	Lower	Modal	Upper
Cabritas	9	12	18	34	48	69
Calheta	-44	-44	-44	-168	-168	-168
Andradas	-34	-25	-12	-130	-98	-46
Tartarugas	-31	-23	-31	-121	-90	-60
Vermelha	-54	-41	-14	-209	-156	-52

	Volumes for 2100 (case study 2)					
	Reduction 10% CaCO₃		Reduction 70% CaCO₃			
Cabritas	33	46	66	24	34	49
Calheta	-179	-179	-179	-245	-245	-245
Andradas	-138	-103	-48	-185	-139	-65
Tartarugas	-128	-96	-64	-169	-127	-85
Vermelha	-212	-159	-53	-235	-176	-59

285 Table 1. Lower, modal, and upper limits of the sediment volumes (linear m³ m⁻¹) used to
286 calibrate the RanSTM for each time horizon/case study.

287

288 The decline of coral reefs, linked to ocean acidification, directly impacts the
289 supply of carbonate sands to the surrounding beaches (McLean et al., 2001;

290 Yamano et al., 2005). It has been estimated that, annually, 25% of the calcified
291 material produced by coral reefs gets converted into sediment (Scoffin et al., 1980;
292 Hubbard et al., 1990). Since Trindade's beaches are largely composed of
293 calcareous biogenic material, it is expected that a decline of the local reef systems
294 will contribute to a sediment deficit, and consequently to higher rates of coastal
295 recession.

296 Case study 2 was established so to assess the influence of this deficit on
297 the coastal response (see Section 3.6.6). We considered two scenarios in which
298 the availability of carbonate sediments was reduced by 10% and 70% with respect
299 to the total volumes, respectively. These percentages were chosen in a purely
300 arbitrary way. In the optimistic scenario (i.e., 10% reduction), the reef production
301 would keep pace with the SLR, while in the pessimistic one (i.e., 70% reduction)
302 the environmental stressors would result in the collapse of structures and in the
303 drop of sediment production and export to the beach systems. The volumes were
304 only considered for the year 2100, since the decline of such systems is projected to
305 accelerate by 2050 (Gattuso et al., 2014; Perry et al., 2018).

306

307 **3.5. Projected SLR**

308 According to Nurse et al. (2014), there is a problem in generating formal
309 climate scenarios when considering small islands, due to the resolution grid of
310 current global climate models. However, to deal with this uncertainty, the authors
311 strongly suggest the use of alternative probabilistic scenarios based on a general
312 understanding of global or local trends. Hence, the SLR values used for our
313 simulations and the model parametrization were extracted from Jackson and
314 Jevrejeva (2016), whose regional projections resulted from a probabilistic
315 approach. Thus, the lower, modal, and upper limits corresponded, respectively, to
316 the 9–95th, 50th, and 95th percentiles indicated in their study.

317 The simulations for 2040 and 2100 were conducted considering the worst
318 greenhouse gas emission scenario (i.e., the representative concentration pathway
319 (RCP 8.5)). All RCPs have been established based on the latest IPCC projections
320 (Church et al., 2013) and are related to SLR. The values used for the 2040

321 scenario were: 0.10 m for the lower and modal limits, and 0.18 for the upper limit.
322 For the 2100 scenario, instead, we used 0.7 m for the lower and modal limits, and
323 1.1 m for the upper limit.

324

325 **3.6. Simulation design**

326 A total of 1,000 simulations were computed for each experiment. This value
327 was considered suitable for producing reliable results in terms of coastal retreat
328 (Kinsela, 2007).

329

330 **3.6.1. Coastline projections for 2040 and 2100**

331 For the coastline projections, the specific geomorphological characteristics
332 of each location were considered in each simulation. The calibrated values of
333 sediment budget and SLR were used for the two time horizons (i.e., 2040 and
334 2100). In this way, through a total of 10 independent simulations, we obtained the
335 recession distances for each sector (for both 2040 and 2100).

336

337 **3.6.2. Case study 1: influence of hard structures in the surf zone**

338 To assess the influence of hard structures (e.g., biogenic reefs and volcanic
339 rock outcrops) present on some of Trindade's beaches (e.g., Cabritas, Andradas,
340 and Tartarugas), we conducted six additional independent simulations. The
341 sediment budgets and the SLR for the two time horizons (i.e., 2040 and 2100)
342 remained the same for each sector. The only variations imposed were in the
343 substrate composition: the hard structures present in the surf zone replaced by
344 sand. In this way, it was possible to compare the results with the original coastline
345 projections and quantify the importance of such structures in the total coastal
346 response.

347

348 **3.6.3. Case study 2: influence of different sediment budget** 349 **estimates**

350 In order to evaluate the influence of possible sediment budget variations
351 related to climate change, another set of simulation experiments was performed.

352 To isolate this particular contribution, the SLR and the respective initial profile
 353 morphology for each sector were not changed, while the sediment volumes varied
 354 according to the deficit scenarios detailed in Section 3.4.

355

356 **3.7. Statistical analysis**

357 Since all the coastal retreat distributions datasets failed when tested for
 358 normality (Kolmogorov–Smirnov test), a non-parametric Kruskal–Wallis (K–W) test
 359 was performed to determine any statistically significant difference between the
 360 model outputs. Since this is a two-sample test, the simulation results were divided
 361 into comparative groups. Comparisons in the first set of simulations (Section 3.6.1)
 362 accounted differences between the time horizons: 2040 vs 2100. The case study 1
 363 (Section 3.6.2) compared simulations between the presence and the absence of
 364 hard structures in the surf zone. And the case study 2 (Section 3.6.3), compared
 365 the calibrated sediment budget simulations vs the deficit budget simulations, both
 366 for 2100.

367

368 **4. Results and discussion**

369 From the output simulations we obtained the coastline retreat pdfs for each
 370 case study. In order to facilitate the comparisons, Table 2 show the results in terms
 371 of mean retreats (R_{50} , 50% of occurrence probability). The corresponding results
 372 will be presented and discussed in the following sections.

373

CS	Year	Cabritas	Calheta	Andradas	Tartarugas	Vermelha
A	2040	0.0	-0.1	-7.1	-12.5	-0.3
	2100	-0.5	-3.4	-31.5	-47.1	-5.9
B	2040	-0.1		-12.6	-19.8	
	2100	-0.6		-38.4	-55.5	
C	2100 (-10%)	-0.5	-3.4	-39.0	-57.0	-5.9
	2100 (-70%)	-0.6	-3.6	-45.5	-66.1	-6.2

Table 2. Simulation results (R_{50}), in meters, for each case study (CS) proposed, indicating: (A) the total coastline projections, (B) projections of case study 1, and (C) projections of case study 2.

374

375 **4.1. Coastline projections for 2040 and 2100**

376 Overall, the simulations showed an increase in coastline retreat with SLR,
377 except for Cabritas Beach in the 2040 time horizon (the null value indicates a
378 stable coastline). Figure 4 shows in the beach terrain the current and projected
379 shoreline positions for each site. The magnitude of the retreats varied between 0 –
380 12.5 m for 2040 and between -0.5 – -47.1 m for 2100. These values are relatively
381 small when compared to those of other studies that employed the STM: in those
382 cases, the retreats reached the order of hundreds or even thousands of meters for
383 the same simulated horizons (e.g., Forgiarini et al., 2019; Figueiredo et al., 2020;
384 Kinsela et al., 2016).

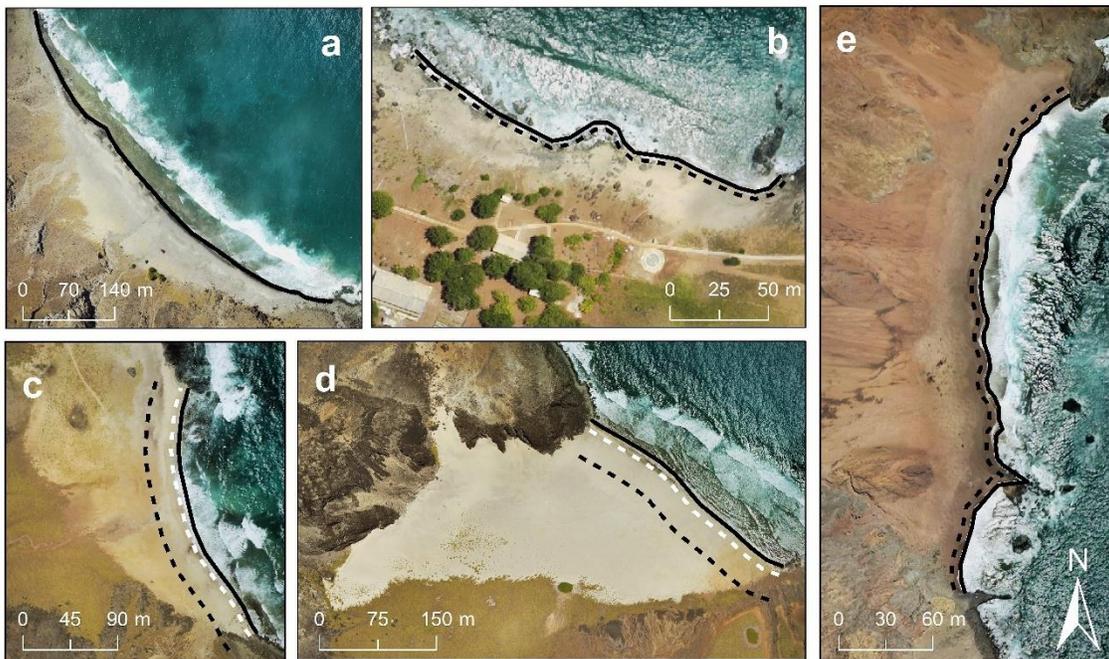


Figure 4. Coastline positions for the beaches of (a) Cabritas, (b) Calheta, (c) Andradas, (d) Tartarugas and (e) Vermelha. The filled lines indicate the current coastline; while the dashed lines indicate the coastline projections for 2040 (white) and 2100 (black), in terms of R_{50} . Beaches that do not present the three lines, reflects an overlapping due to the low differences between them.

385 This difference can be explained by the steeper profile slopes of the
386 beaches considered in this study, which ranged between 2.2° – 3.2° for the
387 shoreface and between 6° – 7.8° for the foreshore. Considering that for the same
388 vertical water level variation lowered profiles will experience greater horizontal
389 water level displacement compared to the steep ones (Storms and Swift, 2003);
390 therefore, the latter profiles will be expected to be less susceptible to the effects of
391 SLR.

392 Similar relationship was found by Kench and Cowell (2001) after applied the
393 same adapted version of the STM used here to different locations on an atoll of the
394 Pacific Ocean. The authors found that, for the same SLR, the sections where the
395 island's margins were lower experienced greater and more accelerated coastal
396 displacements compared to those where the margins were higher. They thus
397 concluded that higher islands would be less affected by SLR.

398 Importantly, the trend observed for the historical SLR of the Trindade region
399 ($0.0037 \text{ mm year}^{-1}$, between 1993 – 2019) was within the range used for the
400 simulation of the 2040 time horizon (0.001 – $0.009 \text{ mm year}^{-1}$). Trindade's
401 beaches has been showing a relatively stable behavior under the current SLR rate
402 (Pinheiro, 2017; Calliari and Vianna, 2017); hence, it is expected that the small rate
403 increase projected for 2040 will not lead to a large coastline loss, as also indicated
404 by our results. In other words, the historical observations and the low projected
405 retreat values for Trindade's beaches, reinforce the idea (first proposed by Kench
406 and Cowell (2001)) that high island coasts guarantee a certain protection from
407 SLR, opposite to what was initially proposed by Mohr et al. (2009) for the beaches
408 studied.

409 Cabritas Beach was the location characterized by the lowest coastline
410 variation (-0.5 m in 2100); moreover, a null displacement was projected for 2040.
411 These results can be explained by the sediment budget: only Cabritas Beach had a
412 positive volume of sediments in the simulations. Thus, the input of sediments
413 appears to influence the maintenance of the coastline position, especially in shorter
414 time horizon (2040), for which the SLR rates were lower (0.001 – $0.009 \text{ mm year}^{-1}$).
415

416 However, when the SLR rates increases for 2100 (0.006 – 0.0138 mm year⁻¹), the coastline starts to experience a small retreat. This modification in coastal
417 behavior agrees with was already demonstrated by Roy et al. (1994): under a
418 slowly SLR, the sediment budget controls the coastal response and may even
419 overlap the elevation effects. A similar relationship was described by Dillenburg et
420 al. (2000) after applying the STM to the Rio Grande do Sul (Brazil) coastal
421 evolution reconstruction. Their study found that the coastal barriers development
422 has been mainly controlled by sediment budget in the last 6 Ka, since the sea-level
423 has varied at low rates.
424

425 Several studies focusing on shoreline changes occurring on islands (e.g.,
426 Webb and Kench, 2010; Dawson and Smithers, 2010), indicated stable or even
427 increased sediment inputs during the respective periods of analysis. In general,
428 these confirm that, under the rates of sea-level change experienced over the last
429 decades, normal processes of seasonal erosion and accretion have prevailed over
430 any long-term trend.

431 We expected that the beaches of Calheta and Vermelha would show the
432 highest shoreline retreats, especially due to the absence of hard structures, which
433 are widely known to improve shoreline protection, in their surf zones. Beyond that,
434 in the case of Vermelha Beach, the high external DoC ($h_i = -30$ m), which
435 consequently extent the lower shoreface limit, should had resulted in higher
436 recession distances, as shows the Figueiredo et al. (2020) investigations. Contrary
437 to our expectations, the retreats were low for both beaches: -0.1 m (2040) and $-$
438 3.4 m (2100) for Calheta Beach, and -0.4 m (2040) and -5.9 m (2100) for
439 Vermelha Beach. Meanwhile, the highest shoreline retreats were obtained for the
440 beaches of Tartarugas (-12.5 m for 2040 and -47.1 m for 2100) and Andradas ($-$
441 7.1 m for 2040 and -31.5 m for 2100), which present hard structures in the surf
442 zone.

443 These results demonstrate clearly distinct coastal responses, allowing the
444 subdivision of the beaches into two groups. The first one, which included the
445 beaches of Cabritas, Calheta, and Vermelha, was characterized by relatively low or
446 even null retreat values and small variations between time horizons (i.e., 2040 and

447 2100). The second group, which included the beaches of Andradas and
448 Tartarugas, was instead characterized by relatively high retreat values and greater
449 differences between the time horizons. However, due to the complexity of the
450 parameters involved in the simulations and their great variability among the
451 beaches, it is difficult to establish a single cause-consequence relationship that
452 may explain and allow comparisons between the groups.

453 Nevertheless, further investigations allowed the identification of two
454 parameters that might have led to these large difference responses: (1) the
455 shoreface slope and (2) the shoreface composition. The first group of beaches is
456 characterized by steeper slopes ($2.50^\circ - 3.23^\circ$) and profiles entirely composed of
457 sand (except for the Cabritas profile, for which we considered the presence of reefs
458 only in the surf zone), while the second group presents smoother gradients (2.23°
459 for Andradas and 2.19° for Tartarugas) and profiles totally composed of
460 consolidated material (e.g., reefs and algae mats).

461 Through STM simulations, Cowell et al. (1992) and Roy et al. (1994)
462 observed that the rates of coastal recession are higher for gentle slopes than for
463 relatively steep substrates. In this situation, sediments moved offshore to the lower
464 shoreface, and, consequently, the beach lose volume. A similar process was
465 observed in Trindade simulations, where softer profiles experienced faster and
466 higher coastline erosion.

467 Although sea-level change rates and shoreface profile slopes are known to
468 be first-order controls over the coastal response (Roy et al., 1994; Cowell et al.
469 1995; Wolinsky and Murray, 2009), a study developed by Moore et al. (2010) on
470 the Outer Banks (USA) and based on GEOMBEST model showed that the profile
471 composition was particularly sensitive to the barrier evolution, followed by profile
472 slope, the SLR rate, and the sediment budget. This could be explained by the fact
473 that the shoreface composition determines the amount of sediment that can be
474 supplied to counteract beach erosion. The simulations of Moore et al (2010)
475 suggest that the barrier island evolution became particularly sensitive to changes in
476 substrate composition when the sand/mud proportion ranged between 25% – 12%,
477 increasing the coastline retreat as the proportion of sand diminished.

478 Analogous results were achieved in the present study when considering
 479 changes in the sand/rock proportions. In order to test the influence of the lower
 480 shoreface composition, we conducted further experiments on the beaches showing
 481 greater recession distances (e.g., the Andradas and Tartarugas beaches). The
 482 results obtained by disregarding the presence of algae mats (which were
 483 considered as rocky substrate) on the lower shoreface indicated a drastic
 484 reduction of the coastline retreat at both locations: of 98% (year 2040) and 89%
 485 (year 2100) for Andradas Beach, and of 99% (year 2040) and 95% (year 2100) for
 486 Tartarugas Beach.

487

488 **4.2. Case study 1: the influence of hard structures in the surf zone**

489 By comparing the simulations which considered and not considered the
 490 presence of natural hard structures in the surf zone, we noticed that overlooking
 491 such features would result in an increase of the projected coastline retreat:
 492 proportional increments of 77%, 58%, and 10% (2040), and of 22%, 18%, and 20%
 493 (2100) for the Andradas, Tartarugas, and Cabritas beaches, respectively.
 494 Statistically, all the differences were also significant ($p < 0.05$ for all K–W tests)
 495 within each time horizon for the same beach (see the boxplots in Figure 5).

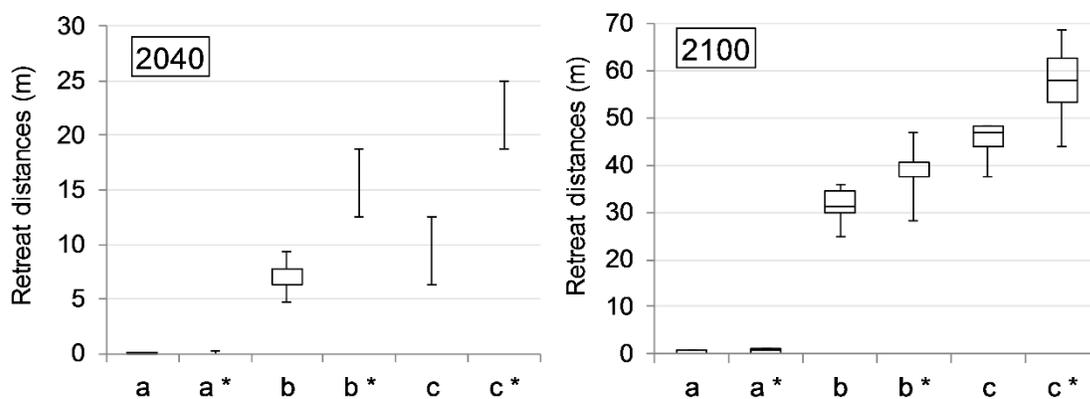


Figure 5. Statistical distributions of the retreat distances for simulations which accounted and did not account (*) for the presence of hard structures in the surf zone; (a) Cabritas, (b) Andradas and (c) Tartarugas beaches. The boxplots, when present, indicate 50% of the total distribution (quartiles 1 and 3), while the external bars represent the distribution ranges.

496 These results agree with those of Cowell et al. (2006), who applied the STM
497 to the analysis of Manly Beach (Australia). By testing the sensitivity of the model on
498 different profile configurations, those authors found that the reef structure led to a
499 reduction of the shoreline displacement rates under all the considered scenarios.

500 The relevance of such structures for shoreline protection is already well
501 established in the literature, especially for what concerns coral reefs, which are
502 known for their ability to attenuate wave energy (Principe et al., 2012; Quataert et
503 al., 2015; Costa et al., 2016; Elliff and Silva, 2017). We verified that coral reefs in
504 Trindade Island will act as natural protective barriers even under future scenarios
505 of SLR, further emphasizing the importance of urgently maintaining and protecting
506 these systems in marine environments.

507 Our results also highlight that the percentage of shoreline protected by
508 these barriers was higher for lower rates of SLR. In fact, focused structures are
509 typically located at shallow depths and very close to the coast (i.e., fringing reefs).
510 Under a scenario of accelerated SLR (like that projected for 2100), such structures
511 would however find themselves at relatively deep depths and may partly lose their
512 ability to attenuate the wave energy; as suggested by Príncipe et al. (2012), they
513 would no longer be located at an ideal depth to do so.

514 Nonetheless, according to Calliari et al. (2016), the shoreface profiles of the
515 Andradas and Tartarugas beaches have a more accentuated gradient towards
516 offshore immediately after the reef structures, compared to that of Cabritas Beach.
517 This characteristic, under a SLR scenario, would particularly accentuated shoreline
518 retreats, since the sediments removed from the beaches during higher wave
519 energy events would not be able to return if transferred offshore due to the physical
520 barrier imposed by such structures.

521

522 **4.3. Case study 2: influence of different sediment budget estimates**

523 This case study considered two different scenarios of CaCO₃ deficit in the
524 sediment volumes; therefore, the simulation results were expected to indicate
525 higher coastline retreats compared to those of the calibrated simulations. The pdfs
526 for all the simulation outputs are shown in Figure 6.

527 For group 1 (i.e., the Cabritas, Calheta, and Vermelha beaches), the
 528 differences between the retreat distances were not statistically significant under a
 529 10% reduction scenario ($p > 0.05$); however, they become relevant under a 70%
 530 reduction scenario ($p < 0.05$). For group 2 (i.e., the Andradas and Tartarugas
 531 beaches), the differences were statistically relevant under both reduction scenarios
 532 ($p < 0.05$).

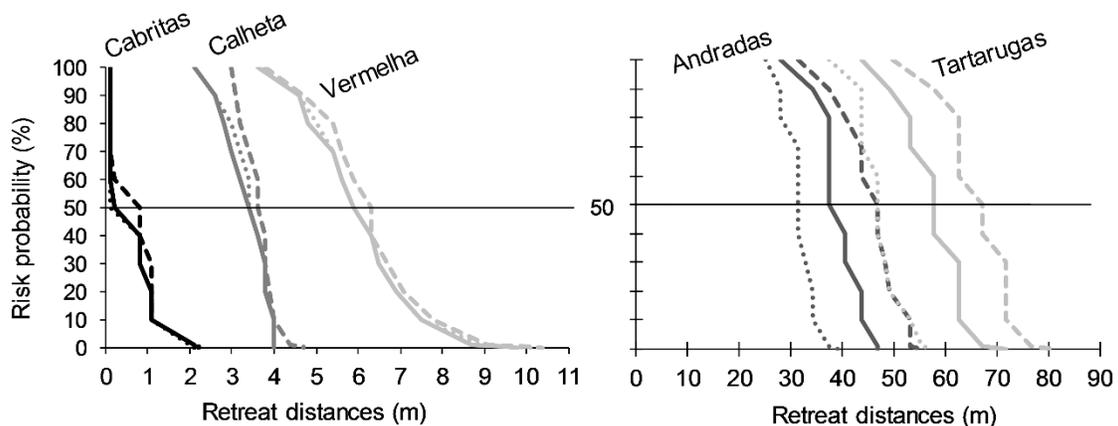


Figure 6. Probability distributions (pdfs) informing the risk of coastline retreat by 2100. The dotted lines indicate simulations with calibrated sediment budget and sediment budget deficit scenarios are indicated by filled lines ($-10\% \text{ CaCO}_3$) and dashed lines ($-70\% \text{ CaCO}_3$).

533

534 The above results indicate more sensitive responses of the Andradas and
 535 Tartarugas beaches to the estimated changes in the sediment budget. Considering
 536 that both of these beaches have sediment matrices with relatively high
 537 percentages of CaCO_3 (62% and 57%, respectively), a carbonate deficit in the total
 538 beach volumes will surely be reflected in the amount of available sediments and,
 539 consequently, would enhance the degree of shoreline displacement.

540 Notably, net sediment inputs and carbonate production rates can
 541 significantly affect the stability and morphological changes of coastal systems with
 542 coral reefs (e.g., Kench and Cowell, 2000; Cowell and Kench, 2001; Harney and
 543 Fletcher, 2003; De Falco et al., 2017). In this case study, we verified that even
 544 slight reductions of the total sediment volume, may result in a considerable
 545 increase of the coastal retreat, depending on the environment geomorphological

546 characteristics.

547 For future investigations on coastal behavior based on Trindade Island, we
548 strongly suggest to produce robust estimates for the beaches' sediment sources.
549 The sediment budget should consider both the production rates of the carbonate
550 sediments from the surrounding biogenic reefs, and the contribution of volcanic
551 rock material eroded from the island, which reach the beaches through well-
552 developed ravines and/or landslides (i.e., gravitational mass movements). Not only
553 it is important to account for the influence of each of these sources, but also for the
554 way in which climate change (which is related to precipitation, temperature, and
555 ocean acidification patterns) will impact them, so to enhance the reliability of the
556 projections for the future management of the island's coastal areas.

557

558 **5. Conclusions**

559 Overall, the results indicate that, despite most beaches on Trindade Island
560 will experience a coastal retreat under the projected SLR, their recession rates will
561 be lower than those obtained for other locations where the STM was applied. This
562 suggests that Trindade will be less affected by future SLR, even under the higher
563 rate scenario (projected for 2100).

564 The shoreface slope and its composition are apparently the main
565 geomorphological parameters responsible for the observed differences in coastal
566 responses between two groups of beaches (Group 1 and 2): smoother profiles
567 experienced higher coastal displacements; and further analysis confirmed that,
568 when the lower shoreface was mainly composed of sand, its retreat rates declined
569 by > 90% under most scenarios.

570 Case study 1 provided the opportunity to verify that the presence of hard
571 structures in the surf zone (e.g., coral reefs and volcanic rock outcrops)
572 significantly reduce the coastal retreat of all the tested beaches for both time
573 horizons (2040 and 2100), reinforcing the importance of such features as natural
574 coastal protectors. Additionally, case study 2 showed how accurate sediment
575 budget estimates can considerably influence the projected coastal response,
576 especially for areas where geomorphological inheritance favors shoreline retreat

577 (e.g., Andradas and Tartarugas beaches).

578 In conclusion, our results expose the complexity and relevance of
579 investigating the geomorphological controls when modeling coastal responses to
580 SLR, and demonstrate that an accurately delineation of such parameters is critical
581 to provide truthful shoreline forecasts.

582

583 **Acknowledgements**

584 The authors are grateful to the Coordenação de Aperfeiçoamento de
585 Pessoal de Nível Superior (CAPES), the Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq)
586 and the Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) for their
587 financial support during the research (project numbers: 88882.182293/2018-01 and
588 442865/2015-5), and to the Brazilian Navy, within the Scientific Research Program
589 of Trindade Island (PROTRINDADE), for all the logistical assistance during the
590 expeditions.

591

592 **References**

593 As referências do artigo encontram-se em conjunto com as utilizadas para
594 elaboração do respectivo documento da dissertação (ver Cap. VII).

Capítulo VI: Síntese da discussão & conclusões

De forma geral, os resultados indicam que apesar do fato de a maioria das praias ter experimentado um recuo costeiro sob a ENM projetada, as taxas de recessão foram baixas em comparação com outros locais onde o STM já foi aplicado. Isso pode sugerir que as praias de Trindade, em função do alto grau de inclinação dos perfis, parecem ser menos afetadas pela futura ENM, mesmo considerando o cenário de taxas mais altas (2100).

A inclinação do perfil da antepraia bem como sua composição foram os principais parâmetros geomorfológicos responsáveis pelas principais diferenças nas respostas costeiras contabilizadas entre os dois grupos de praias observados (Grupo 1 e 2). Nesse caso, perfis mais suaves sofreram deslocamentos costeiros maiores e análises posteriores confirmaram que, quando a antepraia inferior era composta principalmente por areia ao invés de rocha, as taxas de recuo reduziram mais de 90% na maioria dos cenários (p.ex., para o cenário de 2100, a praia das Tartarugas passou de um recuo de -47,1 m (perfil contendo rocha) para -2,3 m (perfil contendo areia), enquanto a praia dos Andradas teve uma diminuição de -31,5 m para -3,4 m considerando o mesmo cenário de rocha/areia).

Além disso, o estudo de caso 1 mostrou que a presença de estruturas duras na zona de surfe (como recifes calcáreos ou afloramentos de rochas vulcânicas) foi responsável por reduzir significativamente o recuo costeiro em todas as praias testadas, em ambos os horizontes temporais (2040 e 2100), reforçando o papel de protetores costeiros naturais dessas feições.

O estudo de caso 2 reforçou a importância de que estimativas robustas de balanço sedimentar são essenciais para fornecer resultados mais transparentes de resposta costeira. Nesse caso, pequenas variações nos volumes sedimentares usados como entrada no modelo resultaram em diferentes respostas costeiras,

especialmente nas áreas onde a herança geomorfológica já havia favorecido os recuos de LC (p. ex., nas praias dos Andradas e Tartarugas).

Por fim, os resultados expõem a complexidade e a relevância de se investigar os controles geomorfológicos envolvidos na modelagem da resposta costeira a ENM. Assim, demonstrando que um delineamento preciso desses parâmetros é imprescindível para fornecer previsões robustas da LC.

Referências bibliográficas (artigo e dissertação)

- Almeida, FFM de (1961) Geologia e Petrologia na Ilha de Trindade. Monografia XVIII. Departamento Natural de Produção Mineral/ Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 197p.
- Almeida, FFM de (1995) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: Ilha de Trindade - Registro de vulcanismo cenozóico no Atlântico Sul. *Sigep*, 369–377.
- Angulo, RJ, Lessa, GC & Souza, MC (2006) A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.*, 25:486–506.
- Angulo, RJ, Souza, MC, Barboza, EG, Rosa, MLCC, Fernandes, LA, Guedes, CCF., Oliveira, LHS, Manzolli, RP, Disaró, ST, Ferreira, AG & Martin, CM (2018) Quaternary sealevel changes and coastal evolution of the Island of Trindade, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 84:208-222. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.003>.
- Bellard, C, Leclerc, C & Courchamp, F (2014). Impact of sea level rise on the 10 insular biodiversity hotspots. *Glob Ecol Biogeogr*, 23, 203–212. <https://doi.org/10.1111/geb.12093>.
- Brunn, P (1962) Sea-level rise as a cause of shoreline erosion. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Div.*, 88:117-130.
- Calliari, LJ, Pereira, PS, Short, AD, Sobral, FC, Machado, AA, Pinheiro, YG & Fitzpatrick, C (2016) Sandy Beaches of Brazilian Oceanic Islands. In: Short, AD, Klein, AH da F (eds.), *Brazilian Beach Systems*. Springer International Publishing, Switzerland, Coastal Library, vol. 17, p. 542-571. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_19.
- Calliari, LJ, Machado, AA, Pinheiro, YG, Costa, RL, Nicolodi, JL & Biolchi, LG (2017) As praias da Ilha da Trindade. In: Campos, TAS (ed.), *Programa de Pesquisas Científicas na Ilha da Trindade – 10 anos de pesquisa*. p. 81-86, Secretaria da Comissão Interministerial para Recursos do Mar, Brasília, Brasil.
- Calliari, JL & Vianna, HD (2017) Variabilidade espacial das praias da Ilha da Trindade. Livro de anais do XVI Congresso ABEQUA, Bertioga, SP.
- Carter, RWG & Woodroffe, CD (1994) *Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 539p.
- Castro, JWA (2010) Oceanic islands of Trindade and Fernando de Noronha, Brazil: Overview of the Environmental Geology. *JICZM*, 10(3):303-319.
- Castro, JWA & Antonello, LL (2006) Geologia das ilhas oceânicas brasileiras. In: Alves, RJV & Castro, JWA (eds.), *Ilhas Oceânicas Brasileiras: da Pesquisa ao Manejo*. p. 29-57, Ministério do Meio Ambiente, Brasília, Brasil.
- Church, JA & White, NJ (2011) Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv. Geophys* 32(4–5):585–602. <https://doi.org/10.1007/s10712->

011-9119-1.

- 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, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 1137-1216.
- Cooper, HM & Chen, Q (2013) Incorporation uncertainty of future sea-level rise estimates into vulnerability assessment: A case study in Kahului, Maui. *Clim. Chang.*, 121:635-647. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0987-x>.
- Cordani, UG (1970) Idade do vulcanismo no oceano Atlântico Sul. *Boletim IGA*, 1:09-75.
- Costa, MBSF, Araújo, M, Araújo, TCM & Siegle, E (2016) Influence of reef geometry on wave attenuation on a Brazilian coral reef. *Geomorphology*, 253:318-327. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.001>.
- 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. [https://doi.org/10.1016/0378-4754\(92\)90158-D](https://doi.org/10.1016/0378-4754(92)90158-D).
- Cowell, PJ, Roy, PS & Jones, RA (1995) Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. *Mar. Geol.*, 126:45–61. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00065-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00065-7).
- Cowell, PJ & Thom, BG (1995) Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, RWG, Woodroffe, CD (Eds.). *Coastal Evolution*. Cambridge Univ. Press, pp. 33-86.
- Cowell, PJ & Kench, PS (2001) The morphological response of atoll islands to sea-level rise. Part 1: Modifications to the Shoreface Translation Model. *J. Coastal Res.*, 34:633-644.
- Cowell, PJ, Stive, MJF, Niedoroda, AW, Vriend, HJ De, Swift, DJP, Kaminsky, G M & Capobianco, M (2003a) The coastal-tract (Part 1): a conceptual approach to aggregated modeling of low-order coastal change. *J. Coast. Res.*, 19:812–827.
- Cowell, PJ, Stive, MJF, Niedoroda, AW, Swift, DJP, De Vriend, HJ, Buijsman, MC, Nicholls, RJ, Roy, PS, Kaminsky, GM, Cleveringa, J, Reed, CW & De Boer, PL (2003b) The coastal-tract (Part 2): applications of aggregated modeling of lower-order coastal change. *J. Coast. Res.* 19:828–848.
- Cowell, PJ, Thom, BG, Jones, RA, Everts, CH & Simanovic, D (2006) Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. *J. Coast. Res.*, 221:232–245. <https://doi.org/10.2112/05A-0018.1>.
- Cyronak, T & Eyre, BD (2016) The synergetic effects of ocean acidification and organic metabolism on calcium carbonate (CaCO₃) dissolution in coral reef sediments. *Mar. Chem.*, 183:1–12.
- Cyronak, T, Santos, IR & Eyre, BD (2013) Permeable coral reef sediment dissolution driven by elevated pCO₂ and pore water advection. *Geophys. Res. Lett.*, 40:4876–4881. doi:10.1002/grl.50948.
- Daley, M (2005) Effects of rock truncation on shoreface profile geometry. B.Sc

- Marine Honours University of Sydney, Sydney, Australia. 121p.
- Dawson, JL & Smithers, SG (2010) Shoreline and beach volume change between 1967 and 2007 at Raine Island, Great Barrier Reef, Australia. *Glob. Planet. Change*, 72(3):141-154.
- Dean, RG (1991) Equilibrium Beach Profiles: characteristics and applications. *J. Coast. Res.*, 7(1):53-84.
- Dean, RG & Dalrymple, RA (2002) Coastal processes: with engineering applications. Cambridge University Press, UK.
- De Falco, G, Molinaroli, M, Conforti, A, Simeoni, S & Tonielli, R (2017) Biogenic sediments from coastal ecosystems to beach–dune systems: implications for the adaptation of mixed and carbonate beaches to future sea level rise. *Biogeosciences*, 14:3191-3205. <https://doi.org/10.5194/bg-14-3191-2017>.
- De Vriend, HJ (1991) Mathematical modelling and large-scale coastal behavior. *J. Hydraul. Res.*, 29:727–753. <https://doi.org/10.1080/00221689109498955>.
- De Vriend, HJ (1992) Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour: Part 2 - Predictive Models. *J. Hydraul. Res. Spec. Issue, Marit. Hydraul.*, 741–53.
- De Vriend, HJ, Capobianco, M, Chesher, T, De Swart, HE, Latteux, B & Stive, MJF (1993) Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. *Coast. Eng.*, 21:225-269.
- 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.*, 71–81. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>.
- Ellif, CI & Silva, IR (2017) Coral reefs as the first line of defense: Shoreline protection in face of climate change. *Mar. Environ. Res.*, 127:148-154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marenvres.2017.03.007>.
- Figueiredo, SA (2011) External Forcing and Internal Controls on Coastal Response to Climate Change at Rio Grande Do Sul, Southern Brazil. Doctoral dissertation, Ph.D Thesis University of Sydney, Sydney, Austrália, 194p.
- Figueiredo, SA, (2013) Modelling climate change effects in southern Brazil. *J. Coast. Res.* 65:1933–1938. <https://doi.org/10.2112/SI65-327.1>.
- Figueiredo, SA, Calliari, LJ & Machado, AA (2018) Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at Hermenegildo Beach, Southern Brazil. *Braz. J. Oceanogr.* 66:210–219. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018009806602>.
- Figueiredo, SA, Goulart, ES & Calliari, L.J. (2020) Effects of closure depth changes on coastal response to sea level rise: Insights from model experiments in southern Brazil, *Geomorphology* (2019), <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106935>.
- Fitzgerald, DM, Fenster, MS, Argow, BA & Buynevich IV (2008) Coastal impacts due to sea-level rise. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 36:601–647. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140139>.
- Forgiarini, APP, Figueiredo, SA, Calliari, LJ, Goulart, ES, Marques, W, Trombetta, TB, Oleinik, PH, Guimarães, RC, Arigony-Neto, J & Salame, CC (2019) Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 230:106437.

- <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106437>.
- Gallop, SL, Bosserelle, C, Pattiaratchi, C & Eliot, I (2011) Form and function of natural and engineered perched beaches. Proceedings of 20th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 13th Australasian Port and Harbour Conference.
- Garcia, MH (2018) Caracterização das feições de fundo na plataforma insular da ilha da Trindade, Brasil. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, 71p.
- Gattuso, J-P, Hoegh-Guldberg, O & Pörtner, H-O (2014) Cross-chapter box on coral reefs. In: Field, CB, VR Barros, DJ Dokken, KJ Mach, MD Mastrandrea, TE Bilir, M Chatterjee, KL Ebi, YO Estrada, RC Genova, B Girma, ES Kissel, AN Levy, S MacCracken, PR Mastrandrea & LL White (eds.) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 97-100.
- Hallermeier, RJ (1981) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coast. Eng. J.*, 4(3):253-277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8).
- Harney, JN & Fletcher III, CH (2003) A budget of carbonate framework and sediment production, Kailua Bay, Oahu, Hawaii, *J. Sediment. Res.*, 73:856–868.
- Hubbard, DK, Miller, AI & Scaturro, D (1990) Production and cycling of calcium carbonate in a shelf edge reef system (St Croix, U.S.V.I.): applications to the nature of reef systems in the fossil record. *J. Sediment. Petrol.*, 60:335-360.
- Inman, DL, Elwany, MH & Jenkins, SA (1993) Shorerise and bar-berm on ocean beaches. *J. Geophys. Res.* 98(C10):181-199.
- Jackson, LP & Jevrejeva, S (2016) A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Global Planet. Change.*, 146:179–189. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.006>.
- Kane, HH, Fletcher, CH, Frazer, LN, Anderson, TR & Barbee, MM (2015) Modeling sea-level rise vulnerability of coastal environments using ranked management concerns. *Clim. Chang.*, 131:349-361. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1377-3>.
- Kench, PS & Cowell, PJ (2000) Variations in sediment production and implications for atoll island stability under rising sea level. Proceedings of the 9th International Coral Reef, Bali, Indonesia. 2:1181-1186.
- Kench, PS & Cowell, PJ (2001) The Morphological Response of Atoll Islands to Sea-Level Rise. Part 2: Application of the Modified Shoreface Translation Model. *J. Coastal Res.*, Special Issue (Proceedings of ICS 2000, New Zealand). 34:645-656.
- Kinsela, MA (2007) Topographic control of dune response to climate-change impacts. B.Sc Marine Hounours. University of Sydney, Australia. 161p.
- Kinsela, MA, Morris, BD, Daley, MJA & Hanslow, DJ (2016) A Flexible Approach to Forecasting Coastline Change on Wave-Dominated Beaches. *J. Coastal*

- Res., 75:952- 956. <https://doi.org/10.2112/SI75-191.1>.
- Kinsela, MA & Cowell, PJ (2015) Controls on shoreface response to sea level change. Proceedings of Coastal Sediments '15, San Diego, USA.
- Kinsela, MA, Morris, BD, Linklater, M & Hanslow, DJ (2017) Second-Pass assessment of potential exposure to shoreline change in New South Wales, Australia, using a sediment compartments framework. J. Mar. Sci. Eng., 5:61. <https://doi.org/10.3390/jmse5040061>.
- Klein, AHF, Prado, MFV, Dalinghasu C & De Camargo, JM (2016). Metodologia para quantificação de perigos costeiros e projeção de linhas de costa futuras como subsídio para estudos de adaptação das zonas costeiras: litoral norte da Ilha de Santa Catarina e entorno. 252p.
- Kotvojs, FJ & Cowell, PJ (1991) Refinement of the Dean Profile Model for equilibrium beach profiles. Australian Civil Engineering Transactions, 33(1):9-15.
- Kraus, NC, Larson, M & Wise, R (1999) Depth of closure in beach-fill design. Proceedings of the 12th National Conference on Beach Preservation Technology. Florida Shore and Beach Preservation Association, 271–286.
- Lo-Yat, A, Simpson, SD, Meekan, M, Lecchini, D, Martinez, E & Galzin, R (2011) Extreme climatic events reduce ocean productivity and larval supply in a tropical reef ecosystem. Glob. Change Biol., 17(4):1695-1702.
- Marinha do Brasil (2011) Boletim Climatológico No. 14. Centro de Hidrografia da Marinha, relatório interno. pp. 15.
- Meehl, GA, Stocker, TF, Collins, WD, Friedlingstein, P, Gaye, AT, Gregory, JM, Kitoh, A, Knutti, R, Murphy, JM, Noda, A, Raper, SCB, Watterson, IG, Weaver, AJ & Zhao, ZC (2007) Global Climate Projections. In: Solomon, S, Qin, D, Manning, M, Chen, Z, Marquis, M, Averyt, KB, Tignor, M & Miller, HL (eds.). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 747-845.
- Milne, GA, Long, AJ & Bassett, E (2005) Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and south America. Quat. Sci. Rev., 24 (10–11):1183–1202.
- Moreira, RHR, Baptistotte, C, Thomé, JCA, Rieth, D, Vila-Verde, L, Marcondes, ACJ & Ribeiro, F (2017) Trindade: Ilha das Tartarugas Marinhas. In: Secretaria da Comissão Interministerial para Recursos do Mar. PROTRINDADE: 10 anos de pesquisa. Brasília, 200 p.
- Mohr, LV, Castro, JWA, Costa, PMC & Alves, RJV (2009) Ilhas Oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo – volume II. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 502p.
- Moore, LJ, List, JH, Williams, SJ & Stolper, D. (2010) Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Caroline Outer Banks. J. Geophys. Res., 115:F03004. <https://doi.org/10.1029/2009JF001299>.
- Moss, RH, Edmonds, JA, Hibbard, KA, Manning, MR, Rose, SK, Van Vuuren, DP, Carter, TR, Emori, S, Kainuma, M, Kram, T, Meehl, GA, Mitchell, JFB, Nakicenovic, N, Riahi, K, Smith, SJ, Stouffer, RJ, Thomson, AM, Weyant, JP

- & Wilbanks, TJ (2010) The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463:747–756.
- Nicholls, RJ, Wong, PP, Burkett, VR, Codignotto, JO, Hay, JE, McLean, RF, Ragoonaden, S & Woodroffe, CD (2007) Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. In: Parry, ML, Canziani, OF, Palutikof, JF, van der Linden, PJ & Hanson, CE (eds.). Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 315-356.
- Nicholls, RJ & Cazenave, A (2010) Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, 328:1517-520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>.
- Nurse, LA, Mclean, RF, Agard, J, Briguglio, LP, Duvat-Magnan, V, Pelesikoti, N, Tompkins, E & Webb, A (2014) Small islands. In: Field, CB, Barros, VR, Dokken, DJ, Mach, KJ, Mastrandrea, MD, Bilir, TE, Chatterjee, M, Ebi, KL, Estrada, YO, Genova, RC, Girma, B, Kissel, ES, Levy, AN, Maccracken, S, Mastrandrea, PR & White, L.L. (eds.) *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, UK, pp. 1613-1654.
- Perry, CT, Alvarez-Filip, L, Graham, NAJ, Mumby, PJ, Wilson, SK, Kench, PS, Manzello, DP, Morgan, KM, Slangen, ABA, Thomson, DP, Hartley, FJ, Smithers, SG, Steneck, RS, Carlton, R, Edinger, EN, Enochs, IC, Estrada-Saldívia, N, Haywood, MDE, Kolodziej, G, Murphy, GN, Pérez-Cervantes, E, Suchley, A, Valentino, L, Boenish, R, Wilson, R & Macdonald, C (2018) Loss of coral reef growth capacity to track future increases in sea level. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0194-z>.
- Pessamilio, AB (2018) Caracterização e distribuição dos minerais detríticos pesados das praias da Ilha da Trindade – Brasil. Trabalho de Conclusão de Curso, Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, 43p.
- Pinheiro, YG (2017) Morfodinâmica das praias arenosas e riscos costeiros do setor leste da Ilha da Trindade, ES. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de pós-graduação e Oceanografia Física, Química e Geológica da Universidade Federal do Rio Grande. 134 p.
- Principe, P, Bradley, P, Yee, S, Fisher, W, Johnson, E, Allen, P & Campbell, D (2012) Quantifying coral reef ecosystem services. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Research Triangle Park, NC. EPA/600/R-11/206. Disponível em: <http://www.epa.gov/ged/quantify.pdf>.
- Quataert, E, Storlazzi, C, van Rooijen, A, Cheriton, O & van Dongeren, A (2015) The influence of coral reefs and climate change on wave-driven flooding of tropical coastlines. *Geophys. Res. Lett.*, 42:6407-6415. <http://dx.doi.org/10.1002/2015GL064861>.
- Ramalho, RS, Quartau, R, Trenhaile, AS, Mitchell, NC, Woodroffe, CD & Ávila, SP (2013) Coastal evolution on volcanic oceanic islands: a complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Eart-Sci Rev.*, 127:140-170. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.007>.

- Roy, PS, Cowell, PJ, Ferland, MA & Thom, BG (1994) Wave dominated coasts. In: Carter, RWC & Woodroffe, CD (eds.), *Coastal Evolution – Late Quaternary Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 121–186.
- Scoffin, TP, Stearn, CW, Boucher, D, Frydl, P, Hawkins, CM, Hunter, IG & MacGeachy, JK (1980) Calcium carbonate budget of a fringing reef on the west coast of Barbados; part II - erosion, sediments and internal structure. *Bull. Mar. Sci.*, 30(2):475-508.
- Shope, JB, Storlazzi, CD & Hoeke, R (2017) Projected atoll shoreline and run-up changes in response to sea-level rise and varying large wave conditions at Wake and Midway Atolls, Northwestern Hawaiian Islands. *Geomorphology*, 295:537-550.
- Shope, JB & Storlazzi, CD (2019) Assessing morphologic controls on atoll islands alongshore sediment transport gradients due to future sea-level rise. *Front. Mar. Sci.*, 6 (245). <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00245>.
- Simeone, S, Molinaroli, E, Conforti, A & De Falco, G (2018) Impact of ocean acidification on the carbonate sediment budget of a temperate mixed beach. *Clim. Change*, 150:227–242. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2282-3>.
- Storms, JEA & Swift, DJP (2003) Shallow-marine sequences as the building blocks of 830 stratigraphy: insights from numerical modelling. *Basin Research*, 15:287-303.
- Wang, P & Davis Jr, RA (1999) Depth of closure and the equilibrium beach profile: a case study from Sand key, West-Central Florida. *Shore and Beach*, 67:33-42.
- Webb, AP & Kench, P. (2010) The dynamic response of reef islands to sea-level rise: evidence from multi-decadal analysis of island change in the central Pacific. *Glob. Planet. Change*, 72(3):234-246.
- Wolinsky, MA & Murray, AB (2009) A unifying framework for shoreline migration: 2. Application to wave-dominated coasts. *J. Geophys. Res.* 114(F1). <https://doi.org/10.1029/2007jf000856>.
- Wong, PP, Losada, IJ, Gattuso, JP, Hinkel, J, Khattabi, A, McInnes, KL, Saito, Y & Sallenger, A (2014) Coastal systems and low-lying areas. In: Field, CB, Barros, VR, Dokken, DJ, Mach, KJ, Mastrandrea, MD, Bilir, TE, Chatterjee, M, Ebi, KL, Estrada, YO, Genova, RC, Girma, B, Kissel, ES, Levy, AN, Maccracken, S, Mastrandrea, PR & White, LL (eds.) *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, UK, pp. 361-409.
- Woodroffe, CD (2002) *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wright, LD & Short, AD (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar. Geol.* 56(1–4):93–118.
- Yamano, H, Kayanne, H & Chikamori, M (2005) An overview of the nature and dynamics of reef islands. *Glob. Environ. Res.*, 9(1):9-20.