

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO COSTEIRA EM GAROPABA, SC:
VARIAÇÃO HISTÓRICO-GEOLÓGICA DA LINHA DE
COSTA**

GABRIELLE PEREIRA QUADRADO BOSE

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

CO-ORIENTADORA – Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart

Porto Alegre – 2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO COSTEIRA EM GAROPABA, SC:
VARIAÇÃO HISTÓRICO-GEOLÓGICA DA LINHA DE
COSTA**

GABRIELLE PEREIRA QUADRADO BOSE

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

CO-ORIENTADORA – Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza – Instituto Geológico do Estado de São Paulo, Brasil

Profa. Dra. Graziela Miot da Silva - College of Science and Engineering, Flinders University, Austrália

Profa. Dra. Luciana Slomp Esteves – Life & Environmental Sciences Department, Bournemouth University, Inglaterra

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2020

*“Nothing is constant but change!
All existence is a perpetual flux
of being and becoming!
That is the broad lesson of
the evolution of the world.”
(Ernst Haeckel)*

AGRADECIMENTOS

2020: um ano atípico, um ano de autoconhecimento, um ano memorável para toda a população do globo, cujos motivos dispensam menção. Finda mais uma década deste milênio de forma marcante, especialmente para mim, que apenas nesse ano percorri caminhos essenciais para minha jornada pessoal e profissional neste vasto planeta. Nenhum destes passos teria sido tão seguro e tão tranquilo, se eu não tivesse o apoio e a compreensão das pessoas as quais me refiro a seguir. A conclusão deste trabalho representa minha gratidão a todos vocês.

Primeiramente, ao meu orientador, Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg, que desde o conceber da ideia de estudo em Garopaba, SC, quando eu ainda cursava a graduação de Oceanologia na Universidade Federal do Rio Grande – FURG, demonstrou interesse e extrema afinidade com a causa a qual é tão importante para mim. Agradeço pela paciência, por todo o conhecimento compartilhado e por me incentivar a ir atrás dos meus objetivos: concluí a pesquisa de mestrado que eu tanto almejei. Grata pela oportunidade de conhecer um ser humano tão incrível para bem além de sua contribuição científica e seus méritos acadêmicos: tua humildade inspira evolução pessoal.

A minha co-orientadora Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart, a qual desde a graduação me guia pelos caminhos da geologia costeira. És um exemplo de sabedoria, e de que as mulheres brilham (e muito) na ciência! Teu maior ensinamento para mim foi sonhar com os pés no chão para alçar voos mais altos.

Ao meu professor, e grande colaborador desta pesquisa, Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza: tua sabedoria (de subsuperfície) agregou conhecimentos imprescindíveis a este estudo. Obrigada por apoiar todos os passos que decidi tomar, por estar presente desde o princípio, e principalmente por confiar no meu potencial.

À Profa. Dra. Maria Luiza Côrrea da Câmara Rosa, nosso contato foi breve, mas poder compartilhar um pouquinho deste viver geomorfológico contigo foi ímpar. Grata de ter cruzado o teu caminho e ter absorvido um pouco do (sábio) alto astral que habita em ti. És um grande exemplo, também, de que as mulheres são extraordinárias em tudo que decidem fazer.

Aos meus (mais que) colegas da Geologia Marinha/Geologia Costeira: Elaine Baroni, Monique Rizzi, Luísa Collischonn, Edvan Casagrande, Nicole Ferreira, Marine Bastos e Marília Ramos. A caminhada do mestrado é longa, mas rápida: vocês foram a surpresa mais prazerosa dessa experiência, conviver com cada um foi engrandecedor para o meu desenvolvimento pessoal. Por mais (des)aniversários em Garopaba que possamos compartilhar! Um agradecimento especial à Elaine Baroni, Oceanóloga como eu, a qual carrega a mesma vontade de abraçar todos as minúcias que esse encantador mundo oceanográfico exhibe. São essas conexões únicas que tornam o viver ainda mais bonito. Obrigada pela amizade, pelo apoio em meio ao caos e pela companhia nos bons momentos da vida. Sucesso para nós!

Aos meus pais, Raquel Pereira e Roberto Quadrado, aqueles que instigaram minha curiosidade e despertaram meu abissal encanto pelos oceanos e pelas praias: os dois seres incríveis os quais me prepararam para enfrentar as intempéries desse mundo de frente. Gratidão pelo apoio incondicional, pela disposição, pelo carinho em todos os momentos, por todo o investimento em mim e naquilo que me é importante, e principalmente pela constante convicção de que eu posso ir longe. Vocês são sinônimo de amor e de esperança na minha vida.

Aos meus sogros, Eliane e Waldek Bose, os quais tornaram o fim deste trilhar inspirador. Grata pelo apoio, pelo incentivo, e por proporcionarem a atmosfera mais agradável e confortável que um mestrando gostaria de ter. Vocês criaram um novo porto seguro, um novo lar para mim.

Ao meu colega de profissão, meu melhor amigo, meu amor, Matheus Bose. Nos encontramos no início dessa jornada, e desde então te tornasse o maior companheiro deste mestrado. Tantos acontecimentos após um ano e meio, e estamos aqui, mais unidos do que nunca, compartilhando a mesma coragem e vontade de ir atrás das fluídas oportunidades da vida. Obrigada pelo carinho, pelo auxílio constante, por me incentivar quando tudo parecia inatingível, por não hesitar em momento algum, por me ensinar a ser mais tranquila, por compartilhar todos os ápices dessa experiência, pela paciência (infinita paciência), e principalmente por me mostrar que a vida é mais leve e gostosa quando a gente caminha ao lado de quem nos faz bem. Nós vamos desbravar esse mundo do jeito que almejamos, do jeito que sonhamos acordados. Te admiro imensamente!

Agradeço às professoras que compõem a banca examinadora desta dissertação, Profa. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza, Profa. Dra. Graziela Miot da Silva e Profa. Dra. Luciana Slomp Esteves: mulheres referência fazendo ciência juntas! Obrigada pela disponibilidade e pelas futuras contribuições.

Agradeço também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade de me tornar Mestre na área do saber a qual me desperta profundo interesse, e pela oportunidade de poder desenvolver meu conhecimento em uma universidade pública, com educação de qualidade, e pesquisadores altamente qualificados. Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Mestrado, sem a qual eu não poderia ter desenvolvido esta pesquisa.

RESUMO

Praias embaiadas são sistemas dinamicamente complexos os quais variam espaço-temporalmente em função da morfologia deposicional e do comportamento hidrodinâmico da região na qual estão localizadas. A crescente demanda pelos usos e recursos associados com estes ambientes pode negligenciar a natureza móvel da linha de costa (LC), induzindo a desequilíbrios no balanço sedimentar. A iminência das mudanças climáticas, incluindo a elevação do nível do mar associada, tem aumentado os riscos costeiros. Conseqüentemente, a vulnerabilidade costeira frente a impactos como inundação, erosão e perda ecossistêmica, está em ascensão, com uma contribuição considerável de causas locais e regionais. Neste estudo, o comportamento dinâmico da linha de costa na Praia da Barra (PB) e na Praia da Ferrugem (PF), em Garopaba, Santa Catarina, sul do Brasil foi avaliado através das escalas temporais histórica (interanual e interdecadal) e geológica (séculos a milênios), sendo investigados os principais fatores sob influência de seu comportamento morfodinâmico. A variação histórica foi abordada a partir de taxas de variação da LC, para um período de 41 anos (1978 – 2019), calculadas com a ferramenta *Digital Shoreline Analysis System (DSAS)* v5.0 - ESRI® ArcGis, considerando posições pretéritas da LC extraídas a partir de imagens de satélite e fotos aéreas. A evolução geológica foi analisada em termos da sismoestratigrafia, através de perfis de subsuperfície adquiridos com um *Ground Penetrating Radar (GPR)* ou sistema geofísico de georradar. As taxas de variação da LC interdecadais indicam que a PF é progradacional (linha de costa regressiva), e a PB apresenta uma linha de costa transgressiva em uma barreira costeira retrogradacional, ambas demonstrando conformidade comportamental para todas as escalas de tempo avaliadas. A análise interanual demonstrou que rotação praial ocorre entre ambas as praias, mas de modo assimétrico. O comportamento morfodinâmico distinto entre a PB e a PF é função da geometria das LC, elementos arquiteturais, distribuição de energia das ondas sobre a costa, além das fontes e sumidouros de sedimentos, resultando em um balanço sedimentar variável longitudinalmente. Acima de tudo, este estudo demonstra a importância de analisar a LC em nível local, a fim de que se exerça um eficiente gerenciamento costeiro na atualidade, e se estabeleça um futuro planejamento urbano sustentável.

Palavras-chave: evolução de barreiras, gerenciamento costeiro, erosão, progradação, rotação praial

ABSTRACT

Embayed sandy beaches are dynamically complex systems that vary in time and space as a function of the depositional morphology and the hydrodynamic behavior of the region in which they are located. The rising demand for the uses and resources associated with these environments may neglect the shoreline mobile nature and lead to imbalances on beach sediment budget. Climate change imminence, including the associated sea level rise, has been increasing coastal risks. Consequently, coastal vulnerability in front of impacts such as flooding, erosion and ecosystem loss are rising, with a considerable contribution of local and regional causes. In this study, shoreline dynamic behavior at Barra Beach (BB) and Ferrugem Beach (FB), in Garopaba, Santa Catarina state, southern Brazil is assessed through historical (interannual and interdecadal) and geological (centuries to millennia) time scales, investigating the main factors influencing their morphodynamic behavior. Historical variation was investigated through shoreline change rates along 41 years (1978 – 2019), calculated with Digital Shoreline Analysis System (DSAS) v5.0 – ESRI® ArcGis extension, considering past shoreline positions extracted from satellite imagery and aerial photographs. Geological evolution was analyzed in terms of seismostratigraphy through subsurface profiles acquired with a Ground Penetrating Radar (GPR) system. Interdecadal shoreline change rates and GPR records indicated that FB is progradational (regressive shoreline), and BB has a transgressive shoreline in a retrogradational barrier, both demonstrating accordance among time scales. Interannual analysis showed that beach rotation occurs between both beaches, but in an asymmetrical pattern. The distinct morphodynamic behavior between BB and FB is a function of their shoreline geometry, architectural elements, wave energy distribution, and sediment sources/sinks, resulting in variant alongshore sediment budgets. Overall, this paper demonstrates the importance of local shoreline assessment in order to exercise an efficient present-day coastal management and establish a future sustainable urban planning.

Keywords: barrier evolution, coastal management, erosion, progradation, beach rotation

LISTA DE FIGURAS

DISSERTAÇÃO

- Figura 1. Diagrama adaptado de Cowell & Thom (1994), apresentando diferentes processos envolvidos na evolução costeira, e seus respectivos enquadramentos em uma escala espaço-temporal. 24
- Figura 2. Diagrama adaptado de Larson & Kraus (1995), apresentando exemplos de diferentes processos envolvidos na evolução costeira, e seus respectivos enquadramentos em uma escala espaço-temporal. 24
- Figura 3. Indicadores visuais de erosão na Praia da Barra, Garopaba, SC. a. Observam-se casas construídas próximas à linha de costa (LC) da PB. Atualmente, as casas coincidem com a LC em diversos pontos, quando abordada sob o indicador escarpa e/ou base da duna. Além disso, é possível visualizar sacos de areia, mourões e cercas de madeira a fim de conter a ação das ondas sobre a LC. Atenta-se a uma casa de madeira no canto esquerdo, a qual está amarrada com cordas para evitar seu tombamento. b. Diversas raízes de plantas e solo expostos. c. Perspectiva aérea dos indicadores de erosão citados anteriormente (imagem obtida com veículo-aéreo-não-tripulado). Fonte: autoral. 32
- Figura 4. Mapa da área de estudo demonstrando a localização geral da Praia da Barra (PB), Praia da Ferrugem (PF) e Lagoa da Encantada (LE) em Garopaba, SC. Ademais, a localização da Praia do Ouvidor, uma das oito praias de Garopaba, também foi destacada a fim de situar o campo de dunas transgressivo logo atrás. As linhas em amarelo demonstram a localização dos dois perfis de subsuperfície obtidos com GPR para a análise da LC em escala geológica (longo-termo). As fotos no canto inferior direito evidenciam a morfologia distinta entre ambas as praias. A) A PF dispõe de dunas frontais vegetadas semelhantes ao longo da maior parte da LC. B) Observam-se diversos indicadores visuais de erosão na PB, como escarpas, presença de medidas de contenção, raízes expostas e árvores tombadas. A foto destaca o risco de tombamento das residências, contido através de medidas de proteção provisórias. 34
- Figura 5. Organograma metodológico. 42
- Figura 6. Mapa com a localização dos pontos de controle escolhidos para o georreferenciamento das imagens. As cores da legenda representam os ambientes nos quais o PC foi utilizado. Em que verde simboliza uso comum a todas imagens, lilás na PB e na PF, azul em PB e na aerofoto, laranja somente na PF e rosa somente na aerofoto. 47

ARTIGO

- Figure 1. Map of the study area showing Barra Beach (BB), Ferrugem Beach (FB) and Encantada Lagoon (EL) general locations in Garopaba, SC. Ouvidor Beach location was also highlighted in order to situate the transgressive dunefield right behind it. Yellow lines represent the subsurface profiles acquired with a GPR system in order to analyze the geological shoreline evolution (long-term). Pictures on the inferior right corner highlight the distinct morphology between both beaches. A) FB presents vegetated foredunes along most of its shoreline extension. B) Many visual indicators of erosion occur at BB, such as scarps, shoreline armoring, exposure of vegetation roots, fallen trees and backshore narrowing. Moreover, the risk of falling led

- to temporary protective measures in front of most of the houses at BB, as seen in the picture. 71
- Figure 2. Methodological flowchart. 73
- Figure 3. 1) Ferrugem Beach profile containing four distinct units: I. Pleistocene substrate deposit, II. beach profile deposits, III. lagoon/channel deposits, and IV. aeolian deposits. The red line across the section indicates a change of profile acquisition direction. 2) Barra Beach profile comprising units I, III and IV. Both sections show similar depositional systems. However, FB's section presents beach deposits (a consequence of progradation), that are absent for BB's record. 77
- Figure 4. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB considering the dune toe proxy and the interdecadal time scale (41 years, from 1978 to 2019). Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. 81
- Figure 5. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB considering the wet/dry line proxy and the interdecadal time scale (41 years, from 1978 to 2019). Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. 82
- Figure 6. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB during summer season. Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. Wave rose is referring to summer wave climate in SC, based on data acquired by *Rede Ondas* project with a directional waverider buoy. Wave data is available in *RedeOndas* project public data base (<https://redeondas.furg.br/pt/>). 85
- Figure 7. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB during winter season. Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. Wave rose is referring to summer wave climate in SC, based on data acquired by *RedeOndas* project with a directional waverider buoy. Wave data is available in *RedeOndas* project public data base (<https://redeondas.furg.br/pt/>). 86
- Figure 8. Wave height (m) and current velocity (m/s) simulated by Oliveira *et al.* (2020) for three different scenarios of wave direction: south (left), southeast (center) and east (right). Southwards longshore currents are generated under both SE and E waves, and a shadow zone occurs permanently at the southern end of BB for all conditions. Source: Oliveira *et al.* (2020). 90

LISTA DE TABELAS

DISSERTAÇÃO

Tabela 1. Classificações de zonas costeiras propostas por diferentes autores no século XX (Tabela adaptada de Woodroffe, 2002).	18
Tabela 2. Imagens disponíveis referentes à área de estudo e a respectiva indicação de uso ou não nos dois ambientes praias analisados.	45
Tabela 3 Erro médio quadrático (RMSE, em metros) e o respectivo controle de precisão (RMSE _{95%} , em metros) para cada imagem utilizada na avaliação de cada ambiente em Garopaba, SC.....	48
Tabela 4. Classificação do comportamento dinâmico da LC conforme suas taxas de variação em metros por ano.	53

ARTIGO

Table 1. Classification of shoreline dynamic behavior according to DSAS shoreline change rates (m/year).	76
Table 2. Shoreline change rates and general diagnosis of dynamic behavior of BB and FB. The negative values express erosion, while positive rates characterize accretion.	79
Table 3. Net shoreline movement (NSM), in meters (m), for the last 41 years, at BB and FB, considering the dune toe and the wet/dry line proxies.....	80

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Erro médio quadrático (RMSE).....	47
Equação 2: Taxa de <i>End Point Rate</i> (EPR).....	51
Equação 3: Peso associado à taxa de <i>Weighted Linear Regression</i> (WLR) ...	52

SIGLAS

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

LE – Lagoa da Encantada

LC – Linha de Costa

NMM – Nível Médio do Mar

PB – Praia da Barra

PF – Praia da Ferrugem

SC – Santa Catarina

SZ – Shadow Zone

UN/ONU – United Nations/Organização das Nações Unidas

UNDRR – United Nations Office for Disaster Risk Reduction

ZC – Zona Costeira

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: Considerações Iniciais	10
1. INTRODUÇÃO.....	11
2. ESTADO DA ARTE	15
2.1 Geomorfologia e Morfodinâmica Costeira.....	15
2.2 Escalas Espacial e Temporal.....	22
2.3 Sismoestratigrafia	24
2.4 Mudanças Climáticas e Riscos Costeiros	26
2.4.1 Erosão Costeira.....	28
2.5 Erosão Costeira em Santa Catarina	29
2.5.1 Garopaba, SC.....	31
3. ÁREA DE ESTUDO	34
3.1 Localização	34
3.2 Geologia e geomorfologia	36
3.3 Aspectos meteoceanográficos	38
4. OBJETIVOS.....	41
4.1 Objetivo Geral	41
4.2 Objetivos Específicos.....	41
5. MATERIAIS E MÉTODOS	42
5.1 Escala geológica	43
5.1.1 Registros de subsuperfície com georradar (GPR)	43
5.2 Escala histórica	44
5.2.1 Linhas de costa pretéritas	45
5.2.2 <i>Digital Shoreline Analysis System (DSAS) v5.0</i>	51
6. REFERÊNCIAS	54
CAPÍTULO 2: Artigo “<i>Historical and geological assesment of shoreline changes at an urbanized embayed sandy system in Garopaba, Southern Brazil</i>”	66
CAPÍTULO 3: Considerações Finais.....	115
1. Considerações Finais	116
ANEXOS.....	117

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado está estruturada em três capítulos: Capítulos 1 e 3, contemplando o Texto Integrador, e o Capítulo 2, referente ao artigo submetido para o periódico *Ocean & Coastal Management*, classificado no estrato Qualis-CAPES como A2.

O Capítulo 1 visa contextualizar a problemática de pesquisa através de considerações iniciais essenciais para o desenvolvimento da mesma. Está dividido nas seguintes seções: i. Introdução - expondo a problemática, a justificativa e as hipóteses de pesquisa, ii. Estado da Arte - trazendo as bases conceituais relevantes para o estudo, iii. Área de Estudo - caracterizando o contexto geológico e os aspectos meteoceanográficos do local sob investigação; iv. Objetivos - geral e específicos; v. Materiais e Métodos – contendo as metodologias e os procedimentos realizados a fim de responder aos objetivos; e vi. Referências – lista a bibliografia utilizada no desenvolvimento deste primeiro capítulo.

O Capítulo 2 compreende o artigo submetido ao periódico *Ocean & Coastal Management*, intitulado “*Historical and geological assesment of shoreline changes at an urbanized embayed sandy system in Garopaba, SC, Brazil*”. Este capítulo apresenta e discute os resultados obtidos, bem como expõe as principais conclusões e aplicações voltadas ao gerenciamento costeiro.

O Capítulo 3 exhibe as considerações finais da pesquisa, sugerindo o desenvolvimento de estudos futuros com base nas principais conclusões atingidas e em fatores os quais não foram contemplados pela presente pesquisa.

CAPÍTULO 1: Considerações Iniciais

1. INTRODUÇÃO

As zonas costeiras (ZC) representam áreas de interface entre os continentes e os oceanos, nas quais uma parcela significativa da população mundial se estabelece diante da disponibilidade de recursos (minerais ou de origem biológica) e potenciais logístico, recreacional, turístico e cultural (Small & Nicholls, 2003). Os sistemas associados às ZC são diversos, concedendo suporte a ecossistemas os quais abrangem manguezais, marismas, banhados, restingas, estuários, lagoas e lagunas, costões rochosos, praias arenosas, dunas e recifes de corais, sob condições climáticas tropicais, subtropicais e temperadas no Brasil (MMA, 2010).

As praias arenosas contornam uma porção significativa dos litorais do globo (Bird, 1996, 2008), e no Brasil, estes ambientes estão distribuídos entre 2% de todos os ecossistemas costeiros nacionais (82,778 ha), ao longo dos 9.000km de linha de costa (LC) (Muehe, 2003; Klein & Short, 2016). Diante da adjacência com corpos hídricos, a costa está submetida a uma dinâmica variável a qual vai além dos processos hidrodinâmicos, inclui os processos atmosféricos, e, portanto, a interação resultante entre as interfaces continente - oceano - atmosfera (Harvey, 1976), originando os processos costeiros. A dinamicidade desses processos faz com que a costa varie espaço-temporalmente em função dos processos deposicionais e do comportamento hidrodinâmico da região na qual estão localizadas (Wright & Short, 1984), principalmente no que se refere às componentes de onda, vento, maré e correntes costeiras. Sendo assim, os sedimentos envolvidos na morfodinâmica de praias arenosas são controlados pelos processos de transporte e deposição, sob um equilíbrio dinâmico que flutua ao longo do tempo.

As praias embaiadas (praias promontório-baía ou de bolso) representam aproximadamente 51% da LC global (Short & Masselink, 1999), e constituem sistemas delimitados por promontórios rochosos, cuja LC apresenta uma geometria curvada. Esta configuração pode induzir a um comportamento morfodinâmico assimétrico em um mesmo ambiente praias (Klein & Menezes, 2001; Klein *et al.*, 2002), isto é, a LC pode ser longitudinalmente influenciada por

agentes dinâmicos em intensidades distintas, produzindo zonas em um mesmo local com balanços sedimentares discrepantes.

A crescente demanda pelos usos associados à ZC pode induzir ao desenvolvimento urbano desordenado, negligenciando a natureza móvel e a dinâmica da LC e dos sistemas costeiros deposicionais (Mazzer & Dillenburg, 2009), possibilitando a ocorrência de desequilíbrios no balanço sedimentar de ambientes praias. Além disso, a iminência das mudanças climáticas associada à elevação do nível médio do mar (NMM) tem aumentado os riscos e a vulnerabilidade das zonas costeiras diante de impactos como inundações, erosão e perda de ecossistemas, com uma contribuição considerável de causas e fatores de níveis local e regional (Nicholls *et al.*, 2007; Serafin *et al.*, 2019).

O turismo em Santa Catarina (SC) é um dos principais geradores de renda do estado, e assim como em outros territórios ao redor do globo, está associado à expansão urbana e seus respectivos impactos ambientais (Scherer *et al.*, 2006). O município de Garopaba, no litoral centro-sul de SC, dispõe de um patrimônio natural e cultural rico, atribuído à sua própria localização e sua geomorfologia costeira. O desenvolvimento urbano e o fluxo turístico neste local estão em ascensão desde a década de 1970 diante dos diferentes atrativos de Garopaba como praias, pesca, surfe e a observação de baleias em seus períodos migratórios. Atribui-se, portanto, valor econômico significativo ao município e representatividade como exemplo de ocupação desordenada na costa, associada ao aumento da atividade turística, principalmente relacionada com o turismo de sol e praia, comum prática em SC (Sperb & Queiróz, 2013; Klein & Short, 2016).

A erosão de praias embaçadas em SC foi investigada por muitos autores (Vintém *et al.*, 2006; Horn Filho, 2006; Hsu & Klein, 2010; Bonetti *et al.*, 2013, 2018; Klein & Sort, 2016; Serafim *et al.*, 2019). No entanto, a maioria dos estudos focam em Florianópolis, a capital catarinense, e no setor norte do estado, faltando, assim, informações acerca das praias de Garopaba, no setor centro-sul do estado.

Durante a última década, relatos orais de moradores e veranistas têm se voltado para a problemática do balanço negativo de sedimentos em Garopaba, principalmente na Praia da Barra (PB), diante da ocorrência de indicadores visuais de erosão como dunas escarpadas, estreitamento do pós-praia, raízes

da vegetação expostas, árvores tombadas, exposição de registros sedimentares de paleoambientes, presença de medidas de contenção etc. Estes impactos estão associados à ocupação antrópica muito próxima à LC (Rudorff *et al.*, 2014), bem como às modificações na drenagem local da Lagoa da Encantada (LE), situada próxima à PB, além da ocorrência frequente de marés meteorológicas e eventos de inundação no litoral catarinense (Rudorff *et al.*, 2014). Ao norte da PB se encontra a Praia da Ferrugem (PF), separada da praia vizinha apenas pela desembocadura da LE e por um tómbolo associado ao Morro do Índio. A PF apresenta campos de dunas desenvolvidos e vegetados, contrastando com a praia adjacente por não apresentar um déficit de sedimentos tão expressivo, com poucos indicadores visuais de erosão. Contudo, a dinâmica destas LC nunca foi analisada no que se refere à migração e a história evolutiva, tanto para curto-médio termo quanto para longo; desconhecem-se os principais aspectos os quais tornam duas praias muito próximas entre si ambientes morfodinamicamente distintos. Sendo assim, não há um diagnóstico efetivo em relação ao vigente cenário de erosão, e isto impossibilita a elaboração de estratégias adaptativas e a implementação de medidas de proteção costeira, as quais visam solucionar o problema.

Tendo em vista a dinamicidade complexa de praias embaçadas, o manejo da LC destes sistemas é um problema recorrente no escopo de trabalho de cientistas, engenheiros e gestores costeiros ao redor do mundo. Desta forma, o manejo de embaçamentos demanda um amplo entendimento acerca da evolução costeira (Noujas *et al.*, 2019). A identificação e quantificação de mudanças da LC em diferentes escalas temporais é uma prática essencial para o gerenciamento costeiro de zonas submetidas à forçantes oceanográficas extremas, como SC (Rudorff *et al.*, 2014; Vitousek *et al.*, 2017; Masselink *et al.*, 2020). Esta prática permite compreender a variabilidade da LC de modo a auxiliar o regulamento do desenvolvimento costeiro, e o estabelecimento de medidas de proteção costeira (National Research Council, 1990; Vos *et al.*, 2019).

A evolução costeira é influenciada por diversos fatores, os quais operam em uma gama ampla de escalas espaço-temporais, variando de horas/meses (curto-termo) a séculos/milênios (longo-termo). Contudo, a maioria dos estudos avaliam o longo-termo sob uma perspectiva interdecadal (Rózyński, 2005;

Schupp *et al.*, 2006; Pianca *et al.*, 2015; Turner *et al.*, 2016b; Noujas *et al.*, 2019), pois a obtenção de uma série temporal ininterrupta de variação da LC, ainda que indiretamente, depende de um operador humano, sendo, então, limitada espaço-temporalmente (Vos *et al.*, 2019). Assim, o monitoramento da LC de longo-termo (séculos a milênios) é escarço ao redor do mundo, restringindo a habilidade de compreender e prever variabilidades costeiras significativas. De acordo com Crowell *et al.* (1993), dados de longa escala resultam em diagnósticos do comportamento geral da LC mais acurados, uma vez que estes filtram flutuações de curto-médio termo (ruído) da tendência comportamental predominante (sinal), guiando a definição de linhas de recuo e a durabilidade de construções costeiras. Portanto, a abordagem das variações da LC, através da combinação entre análises históricas e geológicas, sintetiza informações relevantes de uma forma acessível e prática para os gestores costeiros.

Assim, este estudo propõe a investigação e a caracterização do comportamento dinâmico da LC nas praias da Barra e da Ferrugem, em Garopaba, SC, em escala temporal histórica (internacional e interdecadal) e geológica (séculos a milênios/Holoceno). Desta forma, os primeiros aspectos referentes à evolução costeira da região serão compreendidos, gerando subsídios relevantes no âmbito da gestão costeira local, auxiliando o gerenciamento costeiro e o planejamento urbano sustentável do município.

2. ESTADO DA ARTE

2.1 Geomorfologia e Morfodinâmica Costeira

A geomorfologia é a vertente da geografia física a qual estuda a diversidade de feições topográficas e dos processos envolvidos em sua gênese, composição e distribuição, principalmente os quais se referem ao transporte, erosão e deposição de sedimentos (Arnott, 2010; Clapperton, 1993). A dinâmica atuante sobre o relevo resulta de uma troca de energia e matéria entre os diferentes compartimentos terrestres (i.e. litosfera, atmosfera, hidrosfera, biosfera), sendo assim pertinente no entendimento da composição natural da Terra (IBGE, 2009). A interação entre fatores endógenos/autóctones, exógenos/alóctones e fatores resultantes da própria relação entre ambos é determinante na formação e modificação superficial do terreno (Penck, 1953). Deste modo, a partir de pressupostos genéticos, cronológicos, morfológicos e morfométricos é possível analisar os registros de parâmetros os quais permitem compreender a dinâmica evolutiva da paisagem (Florenzano, 2008; Rosa, 2012). São estes pressupostos que designam as quatro grandes subdivisões da geomorfologia: morfologia (aspectos qualitativos e quantitativos/morfométricos do relevo), morfogênese (origem e desenvolvimento), morfodinâmica (processos influenciadores, pretéritos e atuais) e morfocronologia (determinação de idades absolutas ou relativas), essenciais para o desenvolvimento do presente estudo.

Anterior à década de 1950, a geomorfologia costeira apresentava um cunho predominantemente teórico-dedutivo, seguindo o Ciclo Geográfico de Davis (1899, 1922), o qual postulava que a geomorfologia estuda a variedade de formas do relevo como uma função da estrutura geológica, dos processos operantes e do tempo. Sendo o tempo considerado o fator mais relevante e de caráter progressivo, irreversível e ordenado (Woodroffe, 2002). O modelo Davisiano se baseava na cronologia da denudação, em ciclos erosivos definidos por estágios sequenciais em que as feições do relevo se soerguem a partir de forças internas, sofrendo redução topográfica ao longo do tempo até criarem uma superfície aplainada (peneplano). A classificação davisiana dos ambientes costeiros focava principalmente nos agentes hidrodinâmicos, considerando os

efeitos da variação do NMM e a influência da elevação do nível Holocênico na formação de feições costeiras afogadas, como *fjords* e *rias*, e o potencial das ondas e correntes em suavizar a LC e os promontórios rochosos, erodindo-os, e construindo barreiras na desembocadura de baías, além de preencher embaiamentos com sedimentos (Woodroffe, 2002; Arnott, 2010). Para Davis (1899, 1909), a evolução dos sistemas superficiais era representada de forma sistemática e linear, passando por três estágios (inicial, juvenil, maduro), em busca de um equilíbrio relativamente estático, o qual negligenciava os registros estratigráficos associados ao relevo (Arnott, 2010).

O avanço tecnológico atribuído à Segunda Guerra Mundial possibilitou o advento de equipamentos, técnicas e metodologias as quais permitiram combinar diferentes dados observacionais, aprofundando, então, a investigação e análise das relações entre as feições do relevo e os processos operantes, tornando a geomorfologia um campo do conhecimento abordado sob maior complexidade (Chorley, 1964; Tinkler, 1989; Church, 2010, 2013). Desta forma, surge um paradigma em contraposição à linha teórica Davisiana; Penck (1953) passou a tratar a geomorfologia sob uma perspectiva empírica, dando ênfase aos aspectos climáticos e sua relação com a morfologia. Seus princípios ainda se baseavam no soerguimento crustal e na denudação. No entanto, a evolução geomorfológica passa a ser dependente das relações entre a intensidade das forçantes endógenas e exógenas, bem como dos processos resultantes de ambas, não seguindo necessariamente um ciclo linear o qual tende à suavização da morfologia por agentes hidrodinâmicos, como postulava Davis (1899).

A ciência e a tecnologia seguem em constante inovação desde então, e na atualidade, os estudos geomorfológicos são conduzidos considerando a conectividade entre os processos influenciadores sobre cada ambiente, os quais não seguem um padrão comportamental linear. Deste modo, dados de sondagens, sensoriamento remoto, geofísica, experimentos laboratoriais e modelos numéricos são utilizados de modo integrado a fim de se obter uma perspectiva geomorfológica ampla, possibilitando a compreensão de linhas do tempo detalhadas no que se refere à evolução dos sistemas diante de alternâncias entre períodos glaciais e interglaciais (Arnott, 2010).

A geomorfologia costeira tem como foco o estudo de áreas influenciadas por grandes corpos hídricos como os oceanos, mares e grandes lagos (Arnott, 2010).

O seu escopo compreende a interação entre os processos morfossedimentares de ambientes emersos e submersos, e os fatores climáticos e hidrodinâmicos passíveis de modificar o relevo, principalmente no que se refere aos processos costeiros associados às componentes de onda, maré, correntes e vento. A morfologia deposicional e o comportamento hidrodinâmico das ZC apresentam uma relação de *feedback*, variável espaço-temporalmente, em que as principais alterações produzidas são, parcialmente, resultantes da troca bidirecional de sedimentos, a qual pode gerar gradientes importantes ao balanço sedimentar e ao equilíbrio dinâmico da LC (Komar, 1998; Calliari *et al.*, 2003), e a este *feedback* em *loop* entre morfologia – hidrodinâmica são atribuídas as propriedades essenciais dos processos costeiros.

O produto dos processos morfodinâmicos decorrentes tanto de fatores alóctones quanto de autóctones é representado pela evolução costeira (Wright & Thom, 1977). A evolução costeira procede de diferentes formas ao redor do globo, uma vez que a cada ZC são atribuídas particularidades locais, isto é, os ambientes sedimentares costeiros não respondem somente passivamente a estímulos externos, mas também são capazes de reproduzirem uma série de ajustes morfodinâmicos internos (Chappel & Thom, 1986; Cowell & Thom, 1994).

A complexidade dos fatores que controlam o desenvolvimento das zonas costeiras permitiu a elaboração de distintas formas de classificá-las. Após a Segunda Guerra Mundial, os esforços passaram a ser em torno de classificar descritivamente as costas (Tabela 1), considerando características como estrutura, estágio de desenvolvimento, movimento relativo do continente em relação ao mar, e processos de acreção e erosão. A fim de elucidar alguns dos controladores da evolução costeira, além de simplificar o ordenamento científico, a Tabela 1 reúne uma lista com classificações de ZC populares, considerando diferentes critérios.

Tabela 1. Classificações de zonas costeiras propostas por diferentes autores (Tabela adaptada de Woodroffe, 2002).

Shepard (1937, 1973)	Valentin (1952)	Cotton (1954)	Inman and Nordstrom (1971)	Finkl (2004)
<p>PRIMÁRIAS</p> <p>a. Moldadas por erosão terrestre</p> <p>b. Moldadas por deposição terrestre</p> <p>c. Moldadas por vulcanismo</p> <p>d. Moldadas por diastrofismo</p>	<p>PROGRADACIONAIS</p> <p>a. Costas emersas</p> <p>b. Costas construtivas - Orgânicas (manguezais, recifes de corais)</p> <p>- Inorgânicas (marinhas, aluviais)</p>	<p>REGIÕES ESTÁVEIS</p> <p>a. Recentemente submersa</p> <p>b. Previamente emersa</p> <p>c. Mista</p>	<p>COSTAS DE COLISÃO (<i>collision coasts</i>)</p> <p>a. Margens continentais</p> <p>b. Arcos de ilhas</p>	<p>CONTROLE LITÓLOGICO</p> <p>a. Costas automórficas</p> <p>b. Costas alomórficas</p>
<p>SECUNDÁRIAS</p> <p>a. Moldadas por erosão marinha</p> <p>b. Moldadas por deposição marinha</p>	<p>RETROGRADACIONAIS</p> <p>a. Costas submersas - Glaciais (erosão, deposição)</p> <p>- Fluviais (dobramentos, planícies deposicionais)</p> <p>b. Costas escarpadas (falésias)</p>	<p>REGIÕES INSTÁVEIS</p> <p>a. Recentemente submersa</p> <p>b. Recentemente emersa</p> <p>c. Falha e monoclinial</p> <p>d. Mista</p>	<p>COSTAS DE AFASTAMENTO (<i>trailing-edge coasts</i>)</p> <p>a. <i>Neo-trailing edge</i></p> <p>b. <i>Afro-trailing edge</i></p> <p>c. <i>Amero-trailing edge</i></p>	<p>CONTROLE CRONOMÉTRICO</p> <p>a. Taxas de erosão vs. acumulação</p> <p>b. Taxas de retrogradação vs. progradação</p> <p>c. Antiguidade das estruturas litorâneas do relevo (<i>neomorphs, paleomorphs</i>)</p>
			<p>COSTAS DE MARES MARGINAIS (<i>marginal sea coasts</i>)</p>	<p>ZONAS DE PROCESSOS GEODINÂMICOS-CLIMATOMORFOGÊNICOS</p> <p>a. Províncias geodinâmicas (tectônica de placas)</p> <p>b. Províncias climatomorfológicas</p>
				<p>TIPOS DE RELEVO – MORFOREGIÕES</p> <p>a. Montanhas</p> <p>b. Planícies</p> <p>c. Vales</p> <p>d. Relevo rugoso</p>
				<p>ESTRUTURAS MORFOGENÉTICAS DO RELEVO</p> <p>a. Destrutivas - estruturas formadas por erosão</p> <p>b. Construtivas – estruturas formadas por deposição</p> <p>c. Complexas – estruturas poligenéticas</p>
				<p>ELEMENTOS DO RELEVO E SUPERFÍCIES GENETICAMENTE HOMOGENEAS</p> <p>a. Elementos</p> <p>b. Miniformas</p> <p>c. Microformas</p>

A classificação de Shepard (1973), uma atualização dos seus conceitos propostos anteriormente (i.e. 1937, 1938, 1963, 1968), divide as costas em dois tipos: a. primárias (juvenis) – delineadas fundamentalmente por agentes subaéreos/terrestres (vulcanismo, tectônica de placas, agentes eólicos, fluviais, aluviais, pluviais e glaciais); b. secundárias – dominadas por processos marinhos/costeiros (ação de ondas, correntes e maré, bem como a influência de organismos formadores de recifes e manguezais). Valentin (1952) propõe que o ambiente costeiro seja classificado de acordo com a direção do movimento da linha de costa, dividindo-as em progradacionais e retrogradacionais. A direção do movimento representa a distinção do comportamento da LC diante de mudanças relativas no NMM e alterações no balanço sedimentar (acresção ou erosão costeira). Dentro destas duas classificações majoritárias ocorrem subdivisões com base nos processos locais dominantes. A classificação proposta por Cotton (1954) considera a relação entre a estabilidade estrutural da superfície continental (tectônica) e mudanças relativas no NMM, dividindo as costas em costas de regiões estáveis ou costas de regiões instáveis. Inman and Nordstrom (1971) propuseram uma classificação sobre dois níveis, cujas estruturas de primeira ordem estão associadas com o continente e a tectônica de placas, sob uma escala espacial nas ordens de 1000km, 100km e 10km para comprimento, largura e altura, respectivamente. O segundo nível considera as estruturas sob sua morfologia e os processos associados. Sendo assim, os autores dividem as costas em três grandes grupos: i) costas de colisão (limite convergente de placas) – apresentam soerguimento e subducção crustal, dispendo, assim, de sistemas com plataformas continentais estreitas, cadeias montanhosas e fossas oceânicas profundas. Subdividem-se em: a. margens continentais, ao menos uma das placas em colisão é de origem continental, e esta se soergue sobre crosta oceânica ao colidir; dispõe de uma LC montanhosa, com plataforma continental tipicamente estreita associada a uma fossa oceânica profunda, quando a colisão ocorre entre os dois tipos crustais (e.g. costa do Peru-Chile), e b. arcos de ilhas, representam o choque entre crostas oceânicas; são similares as do tipo margem continental, no entanto, não apresentam cadeias de montanhas, nem grandes rios associados com suas margens (e.g. arco de ilhas do Japão, Ilhas Aleutas); ii) costas de afastamento (limite divergente

de placas) – representam LC posicionadas no interior de placas tectônicas, comumente associadas com bacias sedimentares extensas, em geral, sob condições de tectonismo passivo. Subdividem-se em: a. *neo-trailing edge*, formadas em uma região de afastamento inicial de placas, com formação incipiente ou ausente de plataforma continental (e.g. Mar Vermelho, Golfo da Califórnia), b. *Afro-trailing edge*, apresentam uma costa tipicamente montanhosa e/ou com platôs (e.g. costa oeste da África), c. *Amero-trailing edge*, possuem uma plataforma continental larga influenciada por drenagem fluvial continental (e.g. costa brasileira); iii) costas de mares marginais – são costas as quais bordejam mares marginais, protegidas do oceano aberto diante da presença de um arco de ilha adjacente (e.g. Mar Mediterrâneo, sul da China).

A classificação costeira proposta por Finkl (2004) visa integrar diferentes parâmetros e propriedades previamente considerados em outras classificações para costas. Consiste em um sistema taxonômico moderno o qual categoriza as unidades geomórficas em níveis hierárquicos baseados em critérios relevantes para cada unidade, e baseados na escala espacial das morfoestruturas costeiras, sendo a transição categórica através das próprias estruturas do relevo. Atenta-se que esta forma de classificar se difere da maioria uma vez que leva em consideração a relevância dos parâmetros envolvidos na formação/evolução das costas e sua geomorfologia, não somente as características que as distinguem e as agrupam em classes. A hierarquia segue conforme (sentido crescente): i) controle litológico – compreende escalas espaciais globais; as morfoestruturas são controladas pelo tipo litológico da costa, subdivididas em: a. costas automórficas, são as costas de “rochas duras”, formadas por automorfismo, isto é, processos magmáticos, geotectônicos ou subaéreos; inclui a maioria das costas compostas por morfoestruturas continentais, com pouca ou nenhuma modificação condicionada por agentes marinhos; considera os critérios de petrologia/estrutura cristalina, resistência, determinantes ambientais e determinantes geodinâmicos para costas com falésias, b. costas alomórficas, compreendem as rochas brandas produzidas por processos marinhos de erosão/deposição (alomorfismo); as formas do relevo são compactadas e cimentadas por partículas sedimentares; assim como as automórficas, considera os critérios de petrologia/estrutura cristalina, resistência e determinantes ambientais; ii) controle cronométrico – as morfoestruturas são determinadas com

base na duração de processos específicos, isto é, de acordo com a proporcionalidade entre as taxas relevantes para o sistema, subdivido em: a. taxas de erosão vs. taxas de acumulação (erodibilidade e potencial de preservação), b. taxas de retrogradação vs. progradação (eventos efêmeros e controles de longevidade), c. antiguidade das estruturas litorâneas do relevo (*neomorphs* vs. *paleomorphs*; hipsometria, ordens de sequência eustática, paleogeografia das LC globais); iii) zonas de processos geodinâmico-climatomorfofênicos – compreendem escalas globais a regionais; os critérios consideram os principais processos que controlam a evolução do sistema, classificados em: a. províncias geodinâmicas, controladas pela tectônica de placas, b. províncias climatomorfofênicas, controladas predominantemente por agentes meteoceanográficos; iv) tipos de relevo (morforregiões) – abrange uma escala entre dezenas e centenas de quilômetros; o critério considera a cobertura predominante do relevo, a qual pode ser dotada de a. montanhas, b. planícies, c. vales, ou d. relevo rugoso; v) estruturas morfofênicas do relevo – compreendidas entre dezenas de quilômetros (subregional a local); a classificação se baseia na gênese das morfoestruturas, podendo ser do tipo a. destrutivas (formadas por erosão), b. construtivas (formadas por deposição) ou c. complexas (formação poligenética); vi) elementos do relevo e superfícies geneticamente homogêneas – a escala espacial é local, abrangendo as menores unidades taxonômicas na ordem de dezenas de metros até alguns quilômetros, subdivide-se em a. elementos, b. miniformas e c. microformas. Destaca-se que as subdivisões das 6 categorias da classificação de Finkl (2004) apresentam seus próprios subgrupos com critérios mais detalhados no que se refere à sistematização dos tipos de costa.

Apesar das diversas classificações de costa propostas, nenhuma foi convencionalizada como a referência absoluta no campo da geomorfologia costeira (Woodroffe, 2002), uma vez que os diferentes critérios descrevem a história evolutiva das linhas de costa sob perspectivas distintas. Concomitantemente aos estudos de morfodinâmica costeira, o campo da geocronologia manifestou uma crescente metodológica no final do século XX, visando o contexto histórico da variação do NMM, com o desenvolvimento de métodos de datação prestigiados até a atualidade (Woodroffe, 2002). Com isto, a pesquisa referente à evolução

costeira passou a ter um rigor maior, concedendo maior importância aos estudos costeiros que visam datar e compreender os eventos pretéritos.

2.2 Escalas Espacial e Temporal

A escala espaço-temporal é de extrema relevância para a determinação do escopo dos estudos costeiros. No que se refere ao espaço, a largura da zona costeira pode variar substancialmente, uma vez que esta área está relacionada aos processos meteoceanográficos e aspectos estruturantes, como litologia, topografia e características sedimentares, os quais possuem pertinência no alcance do objetivo. Essa extensão é altamente variável, podendo estar compreendida em um amplo espaço, entre a plataforma continental até porções interiores do continente (e.g. fluxo sedimentar deltaico associado a um cânion submarino), em contraste com estudos locais os quais se estendem por apenas alguns metros (e.g. formação de bancos arenosos subaquáticos em resposta à passagem de tempestades) (Woodroffe, 2002). O tempo é hierárquico no que compete às escalas relevantes para a geomorfologia costeira; considera-se uma zona costeira a qual dispõe de afloramentos rochosos, formados através de diversos eventos pretéritos (i.e. Terciário ou anterior), intercalados por praias arenosas, com cordões dunares e paleolagoas, estruturados a partir de mudanças climáticas ocorridas em um tempo mais recente (i.e. Quaternário - Pleistoceno, últimos 2 Ma, caracterizado por uma sequência de fases glaciais e interglaciais; Holoceno, últimos 10 ka, caracterizado por ser um período interglacial). Compreender a origem de cada subambiente deste sistema, analisando os efeitos das variações do NMM (eustasia) sobre o balanço sedimentar dos mesmos, é de enfoque geológico, associado a uma escala de longo termo. No mesmo local, o balanço sedimentar pode ser analisado sob o ponto de vista da oceanografia e da engenharia, correlacionando-o com a alteração do clima de ondas diante do câmbio climático nos últimos 50 anos, sendo esta uma abordagem de escala mais curta a fim de assessorar com praticidade o manejo de um *hotspot* erosivo, por exemplo. A duração dos processos e a objetividade da resposta desejada são determinantes na escolha da escala temporal. No entanto, quando possível, o mais apropriado é considerar diferentes escalas temporais a fim de entender com mais detalhes as formas e os processos atuantes sobre o relevo, pois a topografia antecedente possui

influência significativa sobre a morfodinâmica atual (Dillenburg *et al.*, 2000). Ademais, uma perspectiva de maior amplitude responde com mais acurácia as demandas contemporâneas do gerenciamento costeiro (Woodroffe, 2002).

Os diagramas das Figuras 1 e 2 foram propostos, respectivamente, por Cowell & Thom (1994) e Larson & Kraus (1995), examinando o tempo e o espaço de forma convencional (Woodroffe, 2002). Para Cowell & Thom (1994), a menor escala temporal é a “instantânea”, cujos princípios da dinâmica dos fluidos e as leis da física governam, mas operam de forma estocástica; o enfoque é na relação entre o fluxo hidrodinâmico e o transporte/deposição sedimentar (e.g. ondas, maré, deriva litorânea etc). Esta escala corresponde à microescala de Larson & Kraus (1995), em que a complexidade dos fluxos laminar e turbulento são relevantes. A escala intitulada “evento”, variando de meso a macroescala, está relacionada com a recorrência de processos costeiros como os ciclos de maré, passagem de tempestades e frentes, fenômenos de larga escala (e.g. ENSO, dipolo do Atlântico), estágio praias e variações sazonais. Diferentemente da instantânea, cuja resposta morfológica é atribuída a fatores/eventos/fenômenos únicos, esta escala é o produto dos ajustes cumulativos diante de diversos eventos, sejam estes de alta energia, anômalos ou de condições consideradas normais para um dado sistema (Woodroffe, 2002). Sob esta escala, uma média dos efeitos de cada evento é analisada a fim de identificar e prever as possíveis respostas morfodinâmicas do ambiente para um único fenômeno (e.g. frente fria, maré meteorológica). A escala seguinte (macro e megaescala) compreende algumas décadas, e integra o efeito de muitos processos sobre um mesmo espaço; sua denominação dupla “histórica/engenharia” se justifica através da importância que cada campo do conhecimento atribui. Historicamente, a preocupação é em torno dos processos que ocorreram no passado. Em contraste, a engenharia pressupõe que o futuro está intrínseco a esta escala, uma vez que neste período de tempo a costa apresenta alguma interferência antropogênica, conseqüentemente, associada a impactos futuros iminentes (Woodroffe, 2002). Por último, há a escala geológica (megaescala/longo termo), abrangendo processos com duração superior a séculos e milênios, e com ampla influência sobre o sistema inteiro (>10km), tais como mudanças climáticas, tectônica de placas, eustasia e balanço sedimentar,

sendo estes todos associados entre si no que se refere aos seus efeitos no sistema.

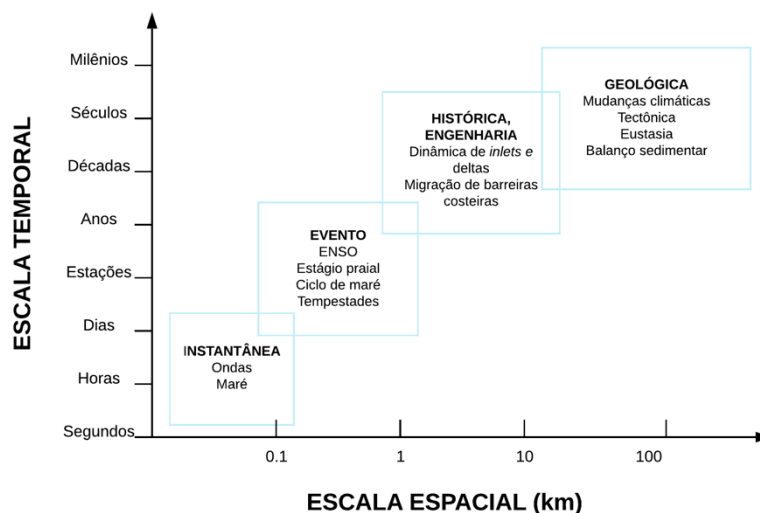


Figura 1. Diagrama adaptado de Cowell & Thom (1994), apresentando diferentes processos envolvidos na evolução costeira, e seus respectivos enquadramentos em uma escala espaço-temporal.

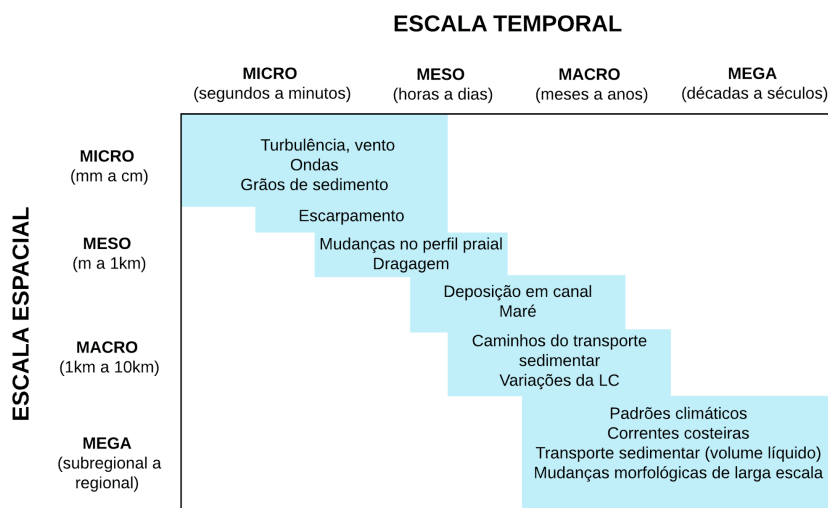


Figura 2. Diagrama adaptado de Larson & Kraus (1995), apresentando exemplos de diferentes processos envolvidos na evolução costeira, e seus respectivos enquadramentos em uma escala espaço-temporal.

2.3 Sismoestratigrafia

Os registros deposicionais de bacias sedimentares podem ser analisados através do método da Estratigrafia de Sequências, o qual investiga os sistemas deposicionais de subsuperfície sob uma perspectiva cronoestratigráfica, não somente litoestratigráfica (Wengerd, 1971). Mitchum Jr. *et al.* (1977) definem que as bacias sedimentares são preenchidas por sequências deposicionais

geneticamente relacionadas, cujas interfaces são limitadas por discordâncias e concordâncias correlativas, permitindo compreender, então, variações espaciais ao longo de uma determinada escala temporal.

A Sismoestratigrafia (estratigrafia sísmica) consiste no estudo de sequências estratigráficas utilizando métodos sísmicos de prospecção (geofísica), isto é, permite analisar e interpretar estratos geológicos a partir de propriedades físicas de reflexão sísmica associadas às sequências de subsuperfície (Vail & Mitchum, 1977). A Sismoestratigrafia tem como princípio gerar uma onda sísmica para se propagar em subsuperfície, a qual será refletida nos limites entre camadas com propriedades discordantes (diferentes feições geológicas), retornando à superfície para detecção e posterior interpretação. Os pontos de reflexão possuem características as quais agrupadas lateralmente formam radarfácies (ou refletores), de modo que estas radarfácies representam os contrastes de impedância acústica das diferentes unidades presentes em subsuperfície (Rosa, 2012). Assim, a Sismoestratigrafia permite a aquisição de dados em alta resolução no que se refere à estratigrafia e a estrutura interna de sequências sedimentares, permitindo caracterizar o padrão de empilhamento dos refletores (Neal & Roberts, 2000; Neal, 2004). O padrão de empilhamento das radarfácies pode representar três principais comportamentos: progradacional, agradacional e retrogradacional (Boyd *et al.*, 1992; Roy *et al.*, 1994; Hesp & Short, 1999; Dillenburg & Hesp, 2009). A identificação destes padrões é dependente do *input* sedimentar e do espaço disponível para deposição de sedimentos, em um intervalo específico de tempo, conceito denominado como espaço de acomodação (Galloway & Hobday, 1983; Posamentier *et al.*, 1988). O espaço de acomodação é controlado pelas variações relativas do nível de base; no caso de estudos costeiros, este é o NMM, influenciado pela tectônica de placas e variações eustáticas (Posamentier & Vail, 1988; Posamentier & Allen, 1999). O modo como o espaço de acomodação foi preenchido ao longo do tempo constitui a arquitetura deposicional (Van Wagoner *et al.*, 1990). Conforme denotado por Rosa (2012), a arquitetura deposicional de um sistema progradacional dispõe de um *input* sedimentar maior do que a taxa de criação do espaço de acomodação, e o oposto representa um sistema retrogradacional. Quando a taxa de criação equivale ao aporte, o padrão de empilhamento é representativo de agradação.

Dentre os equipamentos aplicados à Sismoestratigrafia, o *Ground Penetrating Radar* – GPR (georradar) tem sido utilizado sob uma gama ampla de aplicações (e.g. geologia, arqueologia, glaciologia, hidrologia, engenharia, investigações forenses, entre outros), uma vez que permite determinar a extensão, espessura, arquitetura deposicional e geometria de um amplo escopo de depósitos (Neal & Roberts, 2000). Portanto, o GPR é uma técnica de geofísica a qual vem ganhando espaço, e ampla aceitação pela comunidade da geologia costeira diante de seu potencial de elucidar a evolução dos sistemas costeiros em uma escala de longo termo (Leatherman, 1987; Fitzgerald *et al.*, 1992; Roy *et al.*, 1994; Meyers *et al.*, 1996; Conyers & Goodman, 1997; Neal *et al.*, 2002; Neal, 2004; Barboza *et al.*, 2009; Dillenburg *et al.*, 2011; Barboza *et al.*, 2011; Berton *et al.*, 2019; Layek *et al.*, 2019).

2.4 Mudanças Climáticas e Riscos Costeiros

O avanço da geocronologia e de métodos para mensurar parâmetros ambientais, tanto instantaneamente, quanto historicamente na Terra, permitiu, sobretudo, detectar variações históricas relevantes para o clima global (e.g. concentração de dióxido de carbono atmosférico, temperatura do ar e das águas, pH dos oceanos, circulação oceânica etc). Assim, além de serem descritos diversos processos ambientais, foram detectadas alterações nos padrões comportamentais dos mesmos ao longo do tempo, concebendo, portanto, o conceito de mudanças climáticas (Callendar, 1938; Plass, 1956; Revelle & Suess, 1957; Broecker, 1975; IPCC, 1990, 1992).

As consequências atribuídas a estas mudanças mudaram o foco dos estudos costeiros no final da década de 1990. O início desta década foi marcado pela publicação do primeiro relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC), cujas publicações evidenciavam o estado do conhecimento a respeito das mudanças climáticas, os impactos socioeconômicos associados e as potenciais estratégias adaptativas diante das mesmas. Este parecer técnico-científico enfatizou a importância das mudanças climáticas como um desafio de cooperação internacional, e destacou a iminência da elevação do NMM globalmente, impulsionando, portanto, diversos estudos referentes ao comportamento dinâmico da LC diante de uma futura subida de nível (Bird, 1993). Tendo em vista que uma parcela considerável da população mundial

reside nas zonas costeiras (Small & Nicholls, 2003), suscetível a impactos negativos diante de alterações na morfodinâmica costeira, todo esforço a fim de compreender a dinâmica evolutiva da LC é relevante. Desta forma, a evolução costeira sob a abordagem combinada entre processos pretéritos de curto, médio e longo termo pode gerar subsídios relevantes para o gerenciamento costeiro, uma vez que o tempo e o espaço nos quais os processos operam e a morfologia evolui são amplamente contemplados.

De acordo com a *United Nations Office for Disaster Risk Reduction – UNDRR* (Estratégia Internacional para a Redução de Desastres da Organização das Nações Unidas (ONU), o termo risco é definido pela combinação da probabilidade de ocorrência de um evento com as suas respectivas consequências, e no que se refere aos riscos costeiros, está intrínseco ao termo sua probabilidade de gerar impactos negativos à sociedade (Giddens, 1991; Aneas de Castro, 2000; Lins-de-Barros, 2005, 2009; Veyret, 2007). Diante de um cenário de mudanças climáticas, a tendência é de uma ascensão dos riscos costeiros, principalmente aqueles associados à saúde humana e aos ecossistemas, e à segurança da infraestrutura e das comunidades costeiras, como avaliado pelo IPCC (2014). Estes riscos se associam a impactos os quais envolvem processos de desertificação, degradação do solo, escassez de água, erosão do solo, erosão e degradação costeira, inundação, perda de vegetação, incêndios e derretimento do *permafrost*. Considerando estes riscos, e o fato de que uma parcela significativa da população habita zonas costeiras (Small & Nicholls, 2003), o desenvolvimento de estratégias adaptativas e planos mitigatórios se torna fundamental, especialmente porque os fenômenos naturais não são passíveis de serem evitados, mas seus efeitos negativos podem ser minimizados através da antecipação.

A dinâmica da LC também será afetada com as mudanças climáticas, uma vez que seu comportamento depende de diversos processos meteoceanográficos, e estes estão sujeitos a alterações consideráveis segundo o relatório do IPCC (2014). As variações da LC podem, portanto, gerar riscos e desastres costeiros, cujas frequências e intensidades têm aumentado em escalas de curto a médio prazo (Lozano *et al.*, 2004). Sendo assim, compreender a dinâmica envolvida na evolução da linha de costa é imprescindível na elaboração de planos de gerenciamento costeiro.

2.4.1 Erosão Costeira

O termo erosão é definido pela perda ou remoção de partículas sedimentares, através de forçantes naturais, resultando em um déficit de sedimentos em um determinado sistema (balanço sedimentar negativo) (National Research Council, 1990; USACE 1984). Estas forçantes podem ser divididas em quatro grandes grupos no que se refere às causas principais da erosão costeira: dinâmica das ondas, variações no NMM, balanço sedimentar e processos relacionados com a tectônica de placas. Intrínseca a estas causas, está a escala temporal, determinante no diagnóstico do processo erosivo em questão. A erosão da LC pode estar ocorrendo em uma menor escala, curta e/ou média, mas não necessariamente apresenta o mesmo comportamento dinâmico no longo termo, isto é, concomitantemente, pode estar em uma fase de estabilidade ou acreção de longa escala. Sendo assim, no que se refere à erosão de longo termo (escala geológica), as variações do NMM (resultantes de eventos de transgressão/regressão marinha, além dos efeitos de expansão/compressão térmica associados às flutuações de temperatura na superfície da Terra), e a dinâmica da tectônica de placas (principalmente diante de alterações no volume das bacias oceânicas) são os fatores de maior influência (Woodroffe, 2002; Finkl, 2004; Bishop, 2007; Cooper & Jackson, 2009; Komar *et al.*, 2011; Cooper *et al.*, 2018). Para a erosão sob curto/médio termo, o clima de ondas (i.e. *setup*, correntes *longshore* e *cross-shore*, processos transformadores de onda como refração, difração e *shoaling*) e as variações do NMM associadas a eventos de alta energia são os principais fatores controladores. Destaca-se que o balanço sedimentar não foi citado especificamente em nenhuma das escalas temporais, pois está associado com ambas. Os agentes dinâmicos abordados acima são os principais responsáveis pelos déficits de sedimentos, considerando sua influência direta sob o transporte e a deposição das partículas sedimentares, as quais ao serem removidas de um sistema, sem retornar, caracterizam a erosão.

Ademais, a erosão costeira pode ser promovida e/ou acentuada por interferência antrópica, sendo esta uma de suas principais causas, (Cazenave & Cozannet, 2014; Amaro *et al.*, 2015; Luijendijk *et al.*, 2018; Mentaschi *et al.*, 2018) através de ações como ocupação urbana desordenada, construção de empreendimentos portuários, extração de areia, retirada das dunas, dragagens

e implementação de obras civis costeiras. O IPCC (2014) prevê a acentuação dos riscos relativos à erosão costeira diante de um planeta sob mudanças climáticas, problemática a qual já é contemplada por diversos estudos ao redor do mundo (Bruun, 1962; Dillenburg *et al.*, 2000; Cowell & Zeng, 2003; Cooper & Pilkey, 2004; Nicholls *et al.*, 2011; Cozannet *et al.*, 2013, 2019; Serafin *et al.*, 2019; Vousdoukas *et al.*, 2020), principalmente em virtude de um NMM em ascensão, e da constante intervenção antrópica sobre as zonas costeiras (IPCC, 2014; Luijendijk *et al.*, 2018; Mentaschi *et al.*, 2018).

2.5 Erosão Costeira em Santa Catarina

A erosão costeira no litoral de SC está associada com dois principais fatores: mudanças graduais na posição da LC e eventos de alta energia, tendo em vista sua influência sobre o clima de ondas (Klein & Short, 2016). Os principais estudos acerca dos riscos costeiros associados à erosão em SC se concentram na região entre o norte do estado até o sul de Florianópolis (Klein *et al.*, 2006; Horn Filho, 2006; Mazzer *et al.*, 2008; Mazzer & Dillenburg, 2009; Freitas *et al.*, 2010; Rudorff & Bonetti, 2010; Perinotto *et al.*, 2012; Rudorff *et al.*, 2014; Serafim *et al.*, 2019).

Klein *et al.* (2006) identificaram *hotspots* erosivos nos municípios Barra do Sul, Barra Velha, Piçarras, Gravatá/Navegantes e Barra Sul/Balneário Camboriú, estimando suas causas e magnitude, além de realizar um levantamento das medidas mitigatórias implementadas a fim de proteger a costa. Na Ilha de Santa Catarina, Florianópolis, Horn Filho (2006) identificou as praias mais suscetíveis aos riscos costeiros atribuídos à erosão, sendo estas Ingleses, Canasvieiras (ambas ao norte da ilha) Barra da Lagoa (ao nordeste), Armação, Pântano do Sul e Naufragados (todas ao sul da ilha). Mazzer *et al.* (2008) propuseram um método para analisar a vulnerabilidade da erosão costeira no sudeste de Florianópolis, e demonstraram que a declividade da face praial e a altura das ondas são parâmetros relevantes na análise de risco. No ano seguinte, Mazzer & Dillenburg (2009) realizaram um estudo similar ao da presente dissertação, avaliando a variação da LC para escalas interanual e interdecadal (4 e 64 anos), em cinco praias da costa sudeste de Florianópolis (Solidão, Açores/Pântano do Sul, Lagoinha do Leste, Matadeiro e Armação). Os resultados demonstraram que a erosão predomina no sudeste da Ilha de Santa Catarina. No entanto, as taxas

obtidas para cada escala diferem, indicando que os processos de menor escala temporal são suavizados com o aumento do horizonte temporal de análise. Sendo assim, seus resultados mostraram que ambas as escalas são relevantes no que se refere à obtenção de respostas mais acuradas sobre processos erosivos. Freitas *et al.* (2010) quantificaram os riscos costeiros na enseada de Itapocorói, SC, considerando as variações do NMM e a erosão da LC. Constataram que a Praia de Piçarras, localizada nesta enseada, sofreu cerca de 50 m de retrogradação da LC entre 1983 - 1998, e a partir de seus resultados, projetaram uma LC futura e linhas de recuo na ZC a fim de reduzir os potenciais impactos associados a eventos de inundação. Rudorff & Bonetti (2010) utilizaram geoindicadores e técnicas de análise espacial, sob multicritérios, para avaliar a erosão em quatro praias de Florianópolis (Ingleses, Morro das Pedras, Armação e Pântano do Sul), indicando que as áreas mais suscetíveis à erosão estão associadas com a ocupação urbana próxima à LC. Perinotto *et al.* (2012) utilizaram indicadores ambientais a fim de avaliar o estado erosional das praias arenosas de SC, encontrando resultados os quais sugerem que 60% de 302 praias ao longo de todo litoral do estado estão sob erosão, estando 15% destas sob erosão severa. Serafim *et al.* (2019) utilizaram um índice multicritério (critérios socioeconômicos, físicos e de localização) para avaliar a vulnerabilidade da ZC diante do clima de ondas, em todo o estado. Os resultados ressaltam a relevância de incluir variáveis físicas ao definir medidas de proteção costeira, uma vez que a hidrodinâmica neste litoral é predominantemente dominada pelas ondas.

Rudorff *et al.* (2014) realizaram um levantamento baseado em relatórios da Defesa Civil do Estado a fim de identificar as praias sob erosão em SC, sua relação com a passagem de eventos de alta energia e a extensão de seus impactos. Os autores relataram que as frentes e os ciclones são mais frequentes entre o período de maio a setembro, com recorrentes danos e impactos associados a estes eventos. Entre 2000 e 2010, doze municípios declararam estado de emergência, e um declarou estado de calamidade pública diante das consequências acarretadas por marés meteorológicas (*storm surges*). Rudorff *et al.* (2014) observaram que a área urbanizada destes municípios é muito próxima da LC, em muitos casos, ocupando a área logo atrás do campo de dunas frontais, fator o qual agrava as consequências das *storms surges*. De acordo com os

autores, as principais cidades afetadas por intervenção antrópica, no que se refere à dinâmica da LC e eventos de alta energia, são Florianópolis, Balneário Barra do Sul, Barra Velha, Itajaí, Navegantes, Balneário Camboriú, Bombinhas, Içara, Itapema e Garopaba. No entanto, informações específicas ao cenário erosivo disposto entre as praias de Garopaba são inexistentes.

2.5.1 Garopaba, SC

Conforme constatado por Rudorff *et al.* (2014), Garopaba representa um dos municípios com urbanização próxima à LC mais afetados pelos frequentes eventos de alta energia no litoral catarinense. Durante as últimas décadas, relatos orais de moradores e veranistas têm se voltado para a problemática do balanço negativo de sedimentos em Garopaba, e aos impactos associados às *storm surges*, principalmente na Praia da Barra, diante do alcance continental das ressacas, e também, de indicadores visuais de erosão como dunas escarpadas, estreitamento do pós-praia, raízes da vegetação expostas, árvores tombadas, exposição de registros sedimentares de paleoambientes, presença de medidas de contenção etc (Figura 3). Estes impactos estão associados, em parte, à ocupação humana adjacente à LC, conforme relatado por Rudorff *et al.* (2014). O único estudo referente à dinâmica da Praia da Barra em Garopaba, SC foi proposto por Oliveira *et al.* (2020). Os autores investigaram os impactos de ondas de tempestade na região através de ortofotos e Modelos de Elevação Digital (DEM), além de simulações numéricas de ondas, identificando a existência de *hotspots* erosivos associados com as zonas sob maior interferência antrópica (urbanização próxima à LC). No entanto, não existem referências na literatura as quais caracterizem tendências comportamentais da evolução da LC para nenhuma das praias de Garopaba, em nenhuma escala temporal.



Figura 3. Indicadores visuais de erosão na Praia da Barra, Garopaba, SC. a. Observam-se casas construídas próximas à linha de costa (LC) da PB. Atualmente, as casas coincidem com a LC em diversos pontos, quando abordada sob o indicador escarpa e/ou base da duna. Além disso, é possível visualizar sacos de areia, mourões e cercas de madeira a fim de conter a ação das ondas sobre a LC. Atenta-se a uma casa de madeira no canto esquerdo, a qual está amarrada com cordas para evitar seu tombamento. b. Diversas raízes de plantas e solo expostos. c. Perspectiva aérea dos indicadores de erosão citados anteriormente (imagem obtida com veículo-aéreo-não-tripulado). Fonte: autoral.

Não obstante, no que se refere à escala geológica, Kuhn (2017) desenvolveu um estudo palinológico a fim de reconstruir historicamente os paleoambientes (Holoceno) da planície costeira de SC. O testemunho foi coletado em Garopaba, em um depósito de turfa localizado entre a Praia de Garopaba e a Praia do Silveira (28°02'11.95"S, 48°37'41.73"W). A partir de 46 amostras palinológicas, e 3 amostras para datação com radiocarbono, três fases temporais foram definidas baseadas em assembleias: Fase I – fase mais basal e mais antiga, marcando o último máximo do NMM documentado para a costa brasileira entre 5.0 – 5.8 ka (Angulo *et al.*, 2006). A fase I é representativa de um paleoambiente lagunar com influência marinha desde o princípio de sua deposição sedimentar (aproximadamente 5.4 ka); Fase II – ambiente transicional entre as fases I e III, caracterizado, também, por um paleoambiente lagunar, porém, sob menor contribuição marinha. No entanto, há um aumento do controle límico, isto é, menor influência do ambiente marinho sobre o lagunar (3.0 ka até

858 anos atrás); Fase III – representa a redução/estabilização do NMM, e a dessalinização da planície costeira por conta do encerramento da conexão da lagoa com o oceano. Há um predomínio de sedimentação lagunar e fluvial, apresentando características pantanosas, além de deposição eólica em seu topo (últimos 856 anos). Estas fases evidenciam a evolução do sistema laguna-barreira de SC, o qual compreende depósitos Pleistocênicos e Holocênicos, formados diante das transgressões e regressões marinhas durante o Quaternário (Horn Filho, 2003). Este estudo contribuiu com a compreensão da evolução costeira em Garopaba, contudo, o comportamento dinâmico das LC em cada ambiente praial permanece desconhecido.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A área de estudo compreende a Praia da Barra (PB) e a Praia da Ferrugem (PF), praias arenosas adjacentes, as quais juntas dispõem aproximadamente 2km de extensão longitudinal, localizadas no município de Garopaba, no litoral centro-sul de Santa Catarina (Figura 4). Configuram-se em dois arcos praias, constituindo um sistema baía-promontório, separados entre si pela desembocadura da Lagoa da Encantada (LE; comumente chamada também de Lagoa de Garopaba) e pelo Morro do Índio, um afloramento rochoso insular que condicionou a formação de um tómbolo.



Figura 4. Mapa da área de estudo demonstrando a localização geral da Praia da Barra (PB), Praia da Ferrugem (PF) e Lagoa da Encantada (LE) em Garopaba, SC. Ademais, a localização da Praia do Ouvidor, uma das oito praias de Garopaba, também foi destacada a fim de situar o campo de dunas transgressivo logo atrás. As linhas em amarelo demonstram a localização dos dois perfis de subsuperfície obtidos com GPR para a análise da LC em escala geológica (longo-termo). As fotos no canto inferior direito evidenciam a morfologia distinta entre ambas as praias. A) A PF dispõe de dunas frontais vegetadas semelhantes ao longo da maior parte da LC. B) Observam-se diversos indicadores visuais de erosão na PB, como escarpas, presença de medidas de contenção, raízes expostas e árvores tombadas. A foto destaca o risco de tombamento das residências, contido através de medidas de proteção provisórias.

O litoral centro-sul de Santa Catarina possui cerca de 120km de extensão e aproximadamente 2.056km² de área, configurando-se em uma planície costeira recortada por promontórios rochosos associada à Serra do Tabuleiro (em sua porção mais interiorana) a qual abrange os municípios Jaguaruna, Laguna, Imbituba, Imaruí, Garopaba e Paulo Lopes, conforme o Programa Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina – GERCO/SC (SPG, 2010). Apresenta orientação da linha de costa (LC) variável, sendo em alguns trechos orientada de acordo com o eixo nordeste - sudoeste (NE – SW) e, em outros norte – sul (N-S). O litoral é aproximadamente retilíneo ao sul de Laguna; e, ao norte, passam a ocorrer afloramentos rochosos intercalados por praias parabólicas e de bolso, além da ocorrência de lagoas e lagunas costeiras (SPG, 2010; Horn Filho *et al.*, 2013).

Garopaba apresenta oito praias dispostas em uma região litorânea recortada por promontórios e pontões rochosos, com uma LC que se estende por aproximadamente 20km, interrompida somente na Barra da Lagoa de Garopaba e na foz do Rio Siriú (SPG, 2010). A LE consiste em um corpo hídrico de água salobra, posicionado perpendicularmente às barreiras arenosas quaternárias da região, desembocando no Oceano Atlântico entre as praias da Barra e da Ferrugem, como citado anteriormente. A desembocadura passa periodicamente por aberturas artificiais a fim de permitir o escoamento das águas lagunares em épocas de cheia e promover a entrada de organismos marinhos de interesse econômico regional, como as larvas de tainha e de camarão (SPG, 2010). Além disso, é relevante no que se refere ao controle da inundação das planícies costeiras e da estabilidade climática local, uma vez que sua baixa profundidade propicia influência significativa de agentes climatológicos como a pluviosidade, a evaporação e a ação dos ventos, alterando as características físico-químicas das águas (Bonetti *et al.*, 2005).

Garopaba é o menor município do setor centro-sul de SC (área com cerca de 110 km²), e exibe aspectos geológicos/geomorfológicos bastante variados, uma vez que dispõe de 17 unidades litoestratigráficas aflorando em sua planície costeira (Horn Filho *et al.*, 2009; Pimenta, 2018), as quais são explanadas com mais detalhes na seção 3.2 abaixo.

3.2 Geologia e geomorfologia

O setor centro-sul apresenta duas unidades geológicas de maior escala, assim como os demais setores de SC: o embasamento cristalino (domínio geomorfológico das Terras Altas) e a bacia sedimentar marginal (domínio geomorfológico das Terras Baixas).

O embasamento é caracterizado por rochas das províncias geológicas do Escudo Catarinense, da Bacia do Paraná e do Planalto da Serra Geral (Scheibe, 1986; Horn Filho & Diehl, 1994), dentre estas granitoide, granito, gnaisse, diorito, granodiorito, migmatito, pegmatito, xisto, arenito, riolito, basalto, diabásio, folhelho e conglomerado, as quais afloram na forma de promontórios, ilhas, ilhotes, elevações e maciços rochosos (Pimenta, 2018; Horn Filho *et al.*, 2003, 2014). No contexto geológico, o trecho referente à Garopaba tem o seu embasamento cristalino representado pela faixa granito-gnáissica Garopaba, originada durante o evento Guriense/Jequié no éon Arcaico, e pela Suíte Intrusiva Pedras Grandes, oriunda do episódio geotectônico Brasileiro, de idade Paleoproterozoica/Eopaleozoica (Scheibe, 1986; SPG, 2010; Horn Filho *et al.*, 2014). Dentre estas unidades litoestratigráficas, a Suíte Paulo Lopes (SPL), associada ao evento pós-colisional neoproterozoico do ciclo orogênico Brasileiro, é composta pelo Granito Paulo Lopes, Granitoides Garopaba e Gabro Silveira (Florisbal *et al.*, 2005; Bitencourt *et al.*, 2008). O Granito Paulo Lopes aflora na planície costeira de Garopaba, em faixas estreitas e alongadas, alternando-se com os Granitoides Garopaba nos morros circunadjacentes às praias da Ferrugem, Silveira e Garopaba, assim como na ilha da Barra e nos ilhotes do Areal e do Ouvidor (Bitencourt *et al.*, 2008; SPG, 2010). O Gabro Silveira ocorre na forma de estruturas maciças e arredondadas no interior dos Granitoides Garopaba, de modo que corta os contatos entre os granitoides que compõem a SPL. Além disso, ocorrem diques básicos intrusivos no embasamento gnáissico desta região (Florisbal *et al.*, 2005), e afloram o Granito da Serra do Tabuleiro - ao sul de Garopaba, região da Ressacada -, o Granito Ilha e o Granito Itacorubi - expostos localmente no extremo nordeste de Garopaba, na praia e no ilhote do Siriú - (SPG, 2010; Horn Filho *et al.*, 2014).

As bacias sedimentares são representadas pela Bacia de Pelotas e pela Bacia de Santos, ambas de caráter tectônico passivo (segmento divergente da

margem continental brasileira), com evolução associada à fragmentação do supercontinente Gondwana, durante o Mesozoico. As duas bacias estão assentadas no Oceano Atlântico Sul, próximas ao Cabo de Santa Marta Grande, limitadas geograficamente pela Plataforma de Florianópolis, na porção submersa, e pelo limite da planície costeira na porção emersa (Horn Filho *et al.*, 2003, 2014). O setor centro-sul corresponde ao ponto transicional entre as bacias de Pelotas e de Santos, portanto, os sedimentos são menos homogêneos no que se refere à composição e à textura, além de estarem sob influência dos promontórios rochosos (mais frequentes neste setor) e da ocorrência de praias em estágios morfodinâmicos distintos (Horn Filho *et al.*, 2013). A sedimentação é atribuída, principalmente, às transgressões e regressões marinhas as quais ocorrem desde o Cretáceo Inferior, de modo que a planície costeira dispõe de sistemas deposicionais característicos de ambientes marinho, eólico, lagunar e paludial. Os sistemas são divididos em três tipos principais: I) Sistema continental – engloba os depósitos coluvial, de leque aluvial e aluvial; II) Sistema transicional (litorâneo) – predominantemente do tipo laguna-barreira, de idades pleistocênica e holocênica. A formação é semelhante ao sistema reconhecido no Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986, Tomazelli & Villwock, 1996, Dillenburg *et al.*, 2000, Hesp *et al.*, 2005), englobando depósitos dos tipos lagunar, flúvio-lagunar, lagunar praial, marinho praial e eólico; e III) Sistema antropogênico – partículas de origem natural e partículas produzidas pela interferência antrópica; depósitos do tipo sambaqui e tecnogênicos - (Horn Filho *et al.*, 2003; SPG, 2010). Horn Filho *et al.* (2014) apresentaram o estudo geológico dos depósitos clásticos quaternários da planície costeira de SC, e resumiram a ocorrência dos sistemas deposicionais em Garopaba conforme: i) depósito lagunar - ocorre às margens da Lagoa do Macacú e da Lagoa de Garopaba, na forma de terraços alongados de superfície, compostos por sedimentos sílticos a areno-argilosos; ii) depósito deltaico intralagunar - ocorre na confluência do Rio Linhares com a Lagoa de Garopaba, constituindo um delta construtivo formado no interior da lagoa costeira, com sedimentação mista fluvial e lagunar; iii) depósito lagunar praial - ocorre na forma de cristas lagunares (cordões regressivos lagunares) orientadas com o eixo NW-SE, localizadas paralelas à margem sul da Lagoa de Garopaba, e compostas por areias grossas a finas, mal selecionadas, com ocorrência frequente de matéria orgânica em decomposição e biodetritos

carbonáticos; iv) depósito marinho praiial - constitui as praias atuais de Garopaba, campos de dunas e os cordões arenosos regressivos. A formação deste depósito está associada aos eventos transgressivos e regressivos do Holoceno, com sedimentação predominantemente marinha e eólica; v) depósito eólico - consiste nas dunas dos depósitos eólicos adjacentes às praias do município. Horn Filho *et al.* (1999) mapearam a única ocorrência de depósitos eólicos do Pleistoceno médio na planície costeira entre Garopaba e Imbituba; vi) depósito tecnogênico - formado pelos sedimentos heterogêneos os quais constituem os aterros mecânicos da duplicação da estrada BR-101, a qual transcorre o município por 8 km. Destaca-se, também, que os maciços rochosos os quais afloram na costa estão associados aos depósitos lagunares provenientes do complexo lagunar Mirim – Imaruí – Santo Antônio, o qual separa as Terras Altas, à oeste, e as Terras Baixas, à leste, das barreiras III e IV do sistema deposicional transicional (Horn Filho *et al.*, 2009, 2014).

3.3 Aspectos meteoceanográficos

Garopaba está submetida ao clima subtropical úmido (Cfa) de acordo com a classificação de Köppen-Geiger, apresentando um verão tipicamente quente e sem a presença de uma estação seca. De acordo com o Atlas Climatológico do Estado de Santa Catarina de Pandolfo *et al.* (2002), a temperatura média anual no litoral centro-sul de SC é cerca de 19°C, com variação das mínimas entre 10,8°C a 12,9°C e máximas entre 22,3°C a 25,8°C. A precipitação pluviométrica total anual é em torno de 1600 mm, com umidade relativa do ar anual em torno de 83%.

O regime de ventos na costa de SC é influenciado predominantemente por dois sistemas de alta pressão: o anticiclone do Atlântico Sul, de caráter semi-fixo, uma vez que se posiciona entre as latitudes 18° e 35° S, migrando sazonalmente de modo que sua intensidade é maior no verão e menor durante o inverno, quando migra para latitudes mais baixas (Orselli, 1986; Nimer, 1989); e os anticlones polares migratórios, os quais transportam massas de ar frias em direção às baixas latitudes, com baixa umidade, relativamente estáveis durante o estágio inicial de deslocamento, predominantemente marítimo no verão e continental no inverno (Orselli, 1986; Nimer, 1989). O vento dominante ao longo de todo o ano é o de NE, contudo, a alternância entre esses dois sistemas faz

com que os ventos do quadrante NE sejam mais frequentes durante o período de primavera e verão (setembro a fevereiro). Durante o outono e o inverno (abril a agosto), os ventos oriundos do quadrante sul são mais ocorrentes, concomitantemente com a passagem de eventos de alta energia e a incidência de sistemas frontais (Nobre *et al.*, 1986; Rodrigues *et al.*, 2004), cujos estudos demonstram que aproximadamente 3 ou 4 frentes frias passam pelo litoral de SC mensalmente, com um intervalo de 8 dias e padrão de evolução climatológico típico de sudoeste para nordeste (Rodrigues *et al.*, 2004). Além disso, o relevo recortado por promontórios rochosos condiciona um microclima no litoral, no qual predominam ventos de nordeste, leste e sul (SPG, 2010), originando, ocasionalmente, precipitações orográficas. No entanto, considerando que no litoral centro-sul de SC, a Serra Geral e a Serra do Tabuleiro se localizam mais no interior do continente, a pluviosidade nesta região é relativamente baixa em comparação com o norte do estado (Orselli, 1986; Giannini, 1993).

O clima de ondas pode ser caracterizado através de cinco principais sistemas, os quais juntos constituem um espectro multimodal (Araújo *et al.*, 2003). Os sistemas subdividem-se em: i) sistema de ondas vagas (*wind seas*) de E, bem desenvolvidas com um período de 8 s e origem atribuída ao anticiclone do Atlântico Sul; dois sistemas de *swell* bem definidos: ii) *swell* de longo período (14 s), o qual se origina em oceano aberto, propagando-se de SE em direção à costa; iii) *swell* de médio período (11 s), também de SE, mas com formação mais próxima da costa; dois sistemas de ondas associados à passagem de frentes: iv) ondas vagas de N-NE, com período entre 4-5 s, as quais se originam a partir de vento local em situações pré-frontais; v) ondas vagas de S, bem desenvolvidas e com período entre 5-7.5 s, cuja formação ocorre pós-frente, de modo que as ondas crescem em altura frente a ação de ventos do quadrante sul. As ondas de maior energia e, por conseguinte, com maior potencial de transportar sedimentos são associadas à passagem de frentes e ciclones extratropicais do quadrante S-SE. Estas ondas podem alcançar 4 m de altura com um período entre 10-16 s, valores típicos para o litoral sul do Brasil (Tessler & Goya, 2005).

As ondas, em conjunto com o vento, constituem o principal agente envolvido na morfodinâmica costeira de Garopaba, considerando que este local está sob o regime de micromaré semidiurna na classificação de Davies (1964).

De acordo com a tábua de marés para Imbituba e Florianópolis, cidades mais próximas de Garopaba com marégrafo operante, o nível médio da maré é, respectivamente, 0.37 m e 0.64 m (DHN, 2020). No entanto, cenários de alta energia podem ocasionar o empilhamento de água na costa, e levar a um nível de maré acima de 1 m do valor médio local (Giannini, 1993).

O nível do mar durante o Holoceno atingiu um nível máximo entre 1 e 3 m, a aproximadamente 5.6 ka, precedido por uma queda ocorrente até o presente (Angulo *et al.*, 2006).

O litoral de Garopaba, assim como o restante do litoral centro-sul de SC, tem suas águas superficiais influenciadas por dois sistemas de correntes oceânicas, a Corrente do Brasil (águas quentes oriundas fluindo do Equador em direção ao pólo sul, deslocando-se predominantemente sobre a plataforma continental, e formando meandros, vórtices ciclônicos e anticiclônicos), e a Corrente das Malvinas (formada a partir de uma segmentação da Corrente Circumpolar Antártica, a qual transporta águas frias polares em direção aos trópicos). Além disso, a propagação e posterior quebra das ondas na zona de surfe gera correntes costeiras, as quais se configuram de acordo com as características de sua onda geradora, e com um padrão comportamental conforme o estágio praias sobre o qual fluem (Komar, 1998). Sendo assim, o regime hidrodinâmico a nível local dispõe de correntes costeiras do tipo *longshore* (longitudinais), *crossshore* (transversais) e *rip currents* (correntes de retorno), influenciadas pelo clima de ondas, pela geomorfologia sobre a qual fluem e por outros agentes meteorológicos atuantes (e.g. ventos e marés). Através da observação *in situ* e análise de imagens de satélite obtidas na plataforma *Google Earth*, pode-se identificar a presença de correntes de retorno semi-fixas, tanto na PB como na PF. As correntes costeiras com potencial para transportar sedimentos paralelamente à costa constituem a deriva litorânea, cuja direção resultante no litoral sul/centro-sul de SC é para o norte, correspondendo ao clima de ondas mais energético atuante na região, provenientes do quadrante sul (Tomazelli & Villwock, 1992; Giannini, 1993).

4. OBJETIVOS

4.1 Objetivo Geral

Este estudo objetiva caracterizar o comportamento dinâmico da linha de costa, em diferentes escalas temporais, nas praias da Barra e da Ferrugem, em Garopaba, Santa Catarina, a fim de compreender a evolução costeira da região, gerando subsídios relevantes no âmbito da gestão costeira local.

4.2 Objetivos Específicos

- Analisar a evolução costeira sob a perspectiva do longo termo (Holoceno).
- Avaliar o comportamento evolutivo da linha de costa em escala temporal de curto e médio termo (interanual e interdecadal).
- Identificar as áreas com maior suscetibilidade à erosão.
- Identificar se o sistema Praia da Barra – Praia da Ferrugem opera como uma célula costeira única ou como duas células costeiras individualizadas.
- Produzir e disponibilizar à gestão municipal cartas temáticas representando a integração dos resultados obtidos.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

A Figura 5 apresenta um sucinto organograma referente aos métodos utilizados, e aos procedimentos associados com cada etapa metodológica a fim de avaliar a evolução costeira, em diferentes escalas temporais, nas praias da Barra e da Ferrugem, em Garopaba, SC.

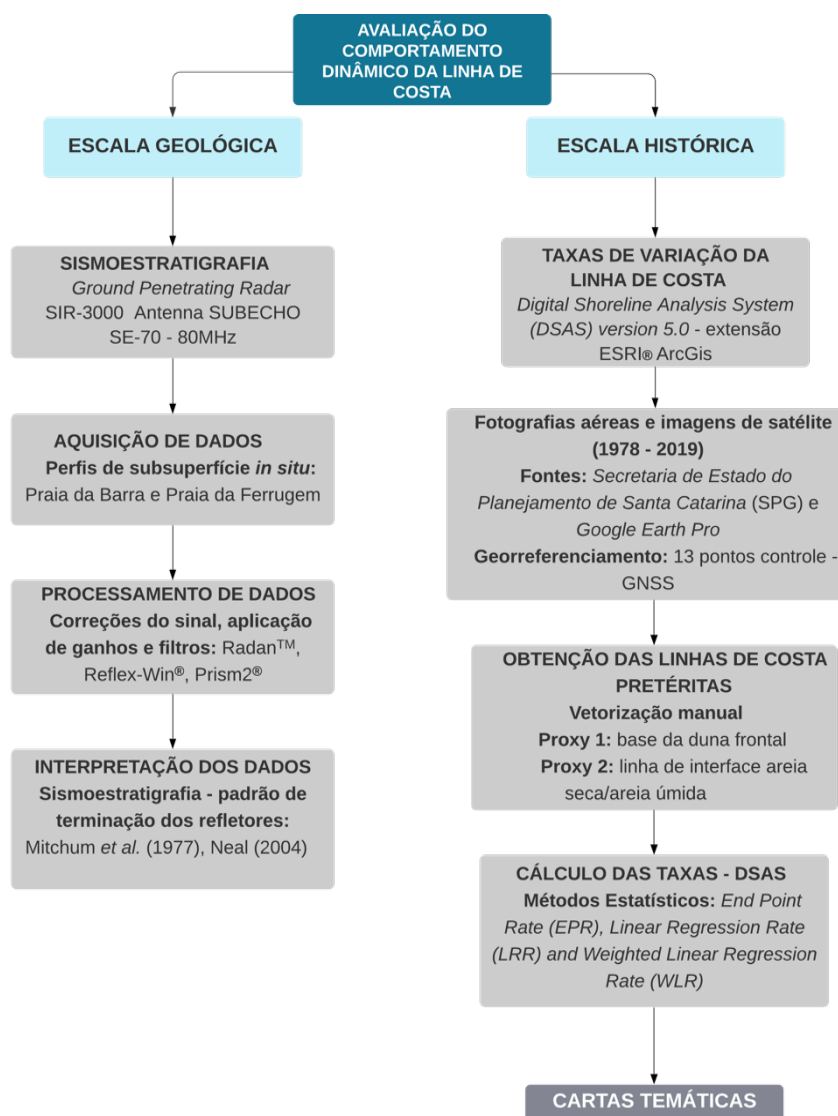


Figura 5. Organograma metodológico.

Considerando o objetivo geral, dois segmentos de escala temporal justificam a escolha da metodologia utilizada nesta pesquisa: escala geológica e escala histórica. A geomorfologia costeira demanda a abordagem sob diferentes escalas temporais a fim de compreender melhor as problemáticas pertinentes ao gerenciamento costeiro (Woodroffe, 2002). Sendo assim, estes dois caminhos serão explanados separadamente nas próximas seções.

Os resultados finais referentes à escala histórica serão apresentados através de dois tipos de cartas temáticas: i) linhas de costa pretéritas, demonstrando as diferentes posições da linha de costa ao longo dos últimos 41 anos (1978 - 2019) (estas cartas estão anexadas no Capítulo 2, na seção 10 do artigo, intitulada “*Supplementary Material*”), e ii) taxas de variação da linha de costa, a fim de elucidar as taxas de variação da LC, espaçadas a cada 2 m na extensão longitudinal, para ambas as praias, sob diferentes perspectivas (estas cartas constituem o principal produto gerado para auxiliar o gerenciamento costeiro em âmbito local).

5.1 Escala geológica

A escala geológica compreende os processos com escala espacial superior a 10 km (subregional a regional), e com escala temporal secular a milenar. Sua relevância é atribuída ao potencial da topografia antecedente controlar a morfologia costeira atual (Dillenburg *et al.*, 2000), isto é, a escala geológica está intrínseca na variação da LC em suas estruturas geomorfológicas (heranças geológicas), contribuindo assim, com sua variabilidade em escalas de curto a médio termo (Cowell *et al.*, 1995).

5.1.1 Registros de subsuperfície com georradar (GPR)

A escala geológica foi abordada através dos sistemas deposicionais costeiros e da estratigrafia de sequências. Os depósitos de subsuperfície foram registrados com um *Ground Penetrating Radar* (GPR) do modelo SIR-3000, com um sistema de aquisição Cobra Plug-In GPR™, da *Radarteam Sweden* (AB). Os dados foram adquiridos ao longo de dois perfis transversais, um em cada LC sob análise: BB e FB. Utilizou-se o método *Common Offset*, com uma antena aérea SUBECHO SE-70, com frequência central de 80 MHz em modo monoestático conforme sugerido por Barboza *et al.* (2014a). Esta configuração possibilita uma janela de aquisição com um tempo duplo de percurso (*two-way travel time – TWTT*) do pulso eletromagnético de 500 ns, atingindo 23,5 m de profundidade no substrato. O sistema do GPR foi acoplado a um *Global Navigation Satellite System* (GNSS) Trimble® ProXRT (datum WGS84) a fim de realizar levantamentos topográficos em tempo real, com 1 s de intervalo de aquisição. Durante o levantamento dos perfis, foram utilizados filtros de ruído e de ganho,

além de uma constante dielétrica para conversão de tempo em profundidade. A constante dielétrica utilizada foi 10 (areia úmida), representando uma velocidade de propagação do pulso de 0.09 m/ns (Davis & Anna, 1989). Essa constante foi validada com dados litológicos obtidos através de sondagens feitas em setores costeiros similares no sul do Brasil (Dillenburger *et al.*, 2011).

O processamento dos perfis de subsuperfície foi feito em três *softwares*: *Reflex-Win*® - Sandmeier Geophysical Research, *RADAN*TM – Geophysical Survey Systems, Inc., e *Prism*® 2.5 – Radar Systems, Inc. Nestes *softwares* foram feitas correção do tempo zero, remoção de ruído sistemático (*background removal*), aplicação de filtros de frequência passa banda e filtro Ormsby para remover ruídos do ambiente e ruídos sistemáticos, migração (Stolt – F-K), aplicação de ganhos para ampliar os sinais atenuados, correções topográficas, além da conversão do tempo em profundidade.

A interpretação dos dados se baseou nos princípios da Sismoestratigrafia propostos por Mitchum Jr *et al.* (1977) adaptados para o GPR por Neal (2014). O método se baseia em critérios físicos, os quais permitem o reconhecimento de padrões de reflexão sísmica, os quais agrupados lateralmente formam os refletores. A geometria, posição estratigráfica, padrão de empilhamento e terminação dos refletores (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento) permitem a interpretação de feições e sistemas deposicionais. A análise de traço do sinal permite determinar as superfícies de contato entre os depósitos dos ambientes deposicionais (Leandro *et al.*, 2019).

5.2 Escala histórica

A escala histórica foi abordada sob os pontos de vista interanual e interdecadal, envolvendo os processos de evolução costeira a nível de evento e processos pertinentes à engenharia, conforme a Figura 1 adaptada de Cowell & Thom (1994), e as escalas de macro a mega, para o tempo, e de meso a mega para o espaço, de acordo com a Figura 2 adaptada de Larson & Kraus (1995), ambas dispostas na Seção 2.2. Além do critério disponibilidade de dados, estas escalas foram escolhidas visando responder às demandas iniciais da problemática do balanço sedimentar negativo em Garopaba, relatada pela população local e pelos veranistas, a qual não possui nenhum diagnóstico efetivo. Ademais, estas escalas atendem às necessidades do gerenciamento

costeiro na elaboração de planos diante de riscos costeiros, uma vez que a intensidade destes tem aumentado no curto e no médio termo (IPCC, 2014).

5.2.1 Linhas de costa pretéritas

Para avaliar a dinâmica costeira historicamente, fez-se necessário conhecer a posição de LC pretéritas, as quais foram extraídas a partir de fotografias aéreas e imagens de satélite descritas na Tabela 2. Destaca-se que o processamento das imagens foi feito em recortes individualizados para cada praia, buscando maior resolução espacial. Ademais, nem todas as imagens disponíveis foram utilizadas nas análises executadas. Sendo assim, a terceira coluna da Tabela 2 indica o uso ou não de cada cena na avaliação por ambiente. O critério de escolha de uso das imagens foi de acordo com a disponibilidade de dados, cobertura espacial e a acuidade da resolução.

Tabela 2. Imagens disponíveis referentes à área de estudo, e a respectiva indicação de uso ou não nos dois ambientes praias analisados.

DATA	FONTE	AMBIENTE	
		PB	PF
1957	Fotografia aérea vertical – Secretaria de Estado do Planejamento de Santa Catarina (SPG)		
1978	Fotografia aérea vertical – Secretaria de Estado do Planejamento de Santa Catarina (SPG)	x	x
2003 - setembro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro*</i>	x	x
2004 - fevereiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2006 - maio	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2009 - agosto	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x**	x**
2011 - outubro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2012 - janeiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2013 – fevereiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x**	x**
2013 - maio			
2013 - julho		x	x
2014 - janeiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2016 – maio	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2016 - junho			
2017 – fevereiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2017 – julho		x	x
2017 - outubro			

2018 – junho	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>		
2018 - julho		x	x
2019 – janeiro	Imagem de satélite – <i>Google Earth Pro</i>	x	x
2019 - fevereiro			
2019 - junho		x	x

*As imagens de satélite foram extraídas na altitude do ponto de visão de 1.500 m para a PF e 1.750 m para a PB.

**As cenas referentes ao ano de 2009 e a fevereiro de 2013 foram utilizadas somente para as análises do *proxy* interface areia seca/areia úmida, não foram consideradas para o *proxy* base da duna em virtude de baixa visibilidade do indicador na imagem. Maiores informações serão explanadas ao longo dos próximos parágrafos.

As imagens consistem em duas fotografias aéreas em escala 1:25.000, disponibilizadas pela Secretaria de Estado do Planejamento de Santa Catarina (SPG), cujas únicas datas disponíveis para a área de estudo são referentes aos anos de 1957 e 1978. No entanto, a imagem de 1957 não oferece condições adequadas para o processamento padrão aplicado, pois a ausência de pontos controle notáveis impossibilita o seu georreferenciamento. Sendo assim, esta foto não foi incorporada nas análises. A aerofoto de 1978 é a única exceção no que se refere à individualização dos ambientes nas imagens, pois a foto abrange as duas praias analisadas, além de não dispor de outras alternativas com maior resolução. Além disso, foram utilizadas imagens de satélite, obtidas através da plataforma *Google Earth Pro*, em resolução 4800x3054, com altitude de visão de 1.500 m para a PF, e de 1.750 m, para a PB e LE, respectivamente. As imagens de satélite têm cobertura temporal de 16 anos (2003 - 2019), e não apresentam projeção e datum associados após o seu *download*. Desta forma, todas as cenas foram georreferenciadas antes da efetuação de qualquer processo metodológico morfométrico, incluindo a única aerofotografia utilizada.

O georreferenciamento foi feito no sistema de informação geográfica (SIG) ArcGis – ArcMap 10.5 da ESRI® a fim de corrigir geometricamente as imagens. Para isto, foram escolhidos pontos de controle (PC) sob os critérios de fácil reconhecimento e boa definição tanto no terreno (*in situ*), quanto nas imagens utilizadas. Os PC são representados por esquinas e cruzamentos de ruas, curvas de estradas e quinas de muros e telhados (Figura 6). As coordenadas geográficas dos PC foram obtidas *in situ* com um *Global Navigation Satellite System (GNSS) Trimble® ProXRT* (datum WGS84). O georreferenciamento foi feito separadamente para cada ambiente. Ao todo foram identificados 13 PC, sendo 6 utilizados para a PB, 7 para a fotografia aérea e 8

para a PF, não necessariamente os mesmos, o que está explicitado na Figura 6. Ao término do georreferenciamento, o tamanho do pixel em metros para todas as imagens de cada ambiente foi de 0.40 m e 0.45 m, respectivamente para a PF e a PB. O tamanho do pixel da aerofoto de 1978 é de 1.23 m, para ambas as praias.

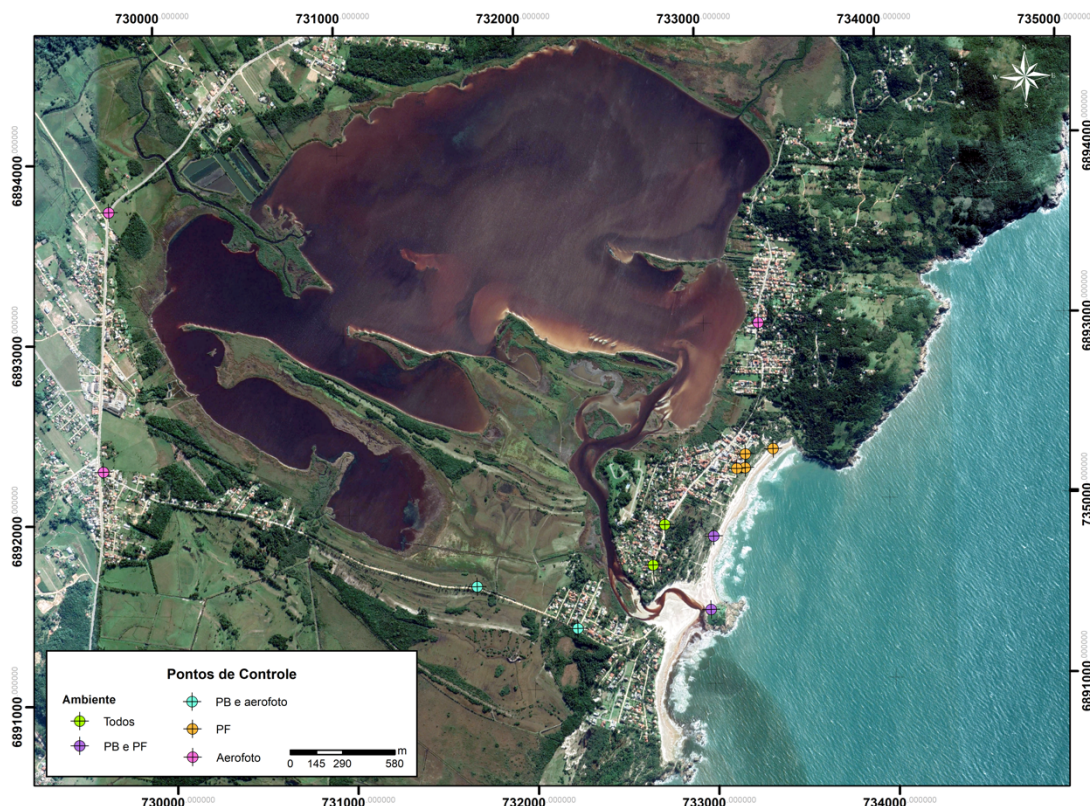


Figura 6. Mapa com a localização dos pontos de controle escolhidos para o georreferenciamento das imagens. As cores da legenda representam os ambientes nos quais o PC foi utilizado. Em que verde simboliza uso comum a todas imagens, lilás na PB e na PF, azul em PB e na aerofoto, laranja somente na PF e rosa somente na aerofoto.

A escolha dos PC buscou uma boa distribuição espacial dos mesmos a fim de aumentar a precisão do processo. Ainda assim, a correção geométrica apresenta um erro associado o qual pode ser estimado através do *Root Mean Square Error* (RMSE) ou erro quadrático médio (Equação 1).

$$RMSE = \sqrt{(x^{IMAGEM} - x^{PC})^2 + (y^{IMAGEM} - y^{PC})^2} \quad (1)$$

De acordo com o Comitê Norte-Americano de Padronização de Dados Geográficos - FGDC-STD (1998), o georreferenciamento requer um controle de precisão a fim de se obter um nível de confiança de 95% em relação à posição

verdadeira dos pontos no terreno. A diretriz do FGDC-STD (1998) é multiplicar o RMSE pela constante 1,7308. Desta forma, o erro do georreferenciamento de cada imagem foi calculado via ArcMap, e multiplicado por essa constante. O resultado foi incluído como incerteza nos cálculos de evolução costeira, para cada posição da LC no tempo, e pode ser observado na Tabela 3.

Tabela 3 Erro médio quadrático (RMSE, em metros) e o respectivo controle de precisão (RMSE_{95%}, em metros) para cada imagem utilizada na avaliação de cada ambiente em Garopaba, SC.

Ambiente	Data	RMSE (m)	RMSE _{95%} (m)
Praia da Barra	1978	30,84	53,37
	2003 - setembro	2,02	3,50
	2004 - fevereiro	1,48	2,57
	2006 - maio	1,58	2,73
	2009 - agosto*	1,77	3,06
	2011 - outubro	0,69	1,19
	2012 - janeiro	0,38	0,65
	2013 - fevereiro*	0,29	0,50
	2013 - julho	1,54	2,66
	2014 - janeiro	0,76	1,31
	2016 - maio	1,13	1,95
	2017 - fevereiro	0,93	1,60
	2017 - julho	0,80	1,38
	2018 - julho	0,80	1,38
	2019 - janeiro	0,80	1,37
	2019 - junho	1,12	1,93
Praia da Ferrugem	1978	30,84	53,37
	2003 - setembro	2,85	4,94
	2004 - fevereiro	2,57	4,46
	2006 - maio	2,60	4,50
	2009 - agosto*	4,29	7,42
	2011 - outubro	2,68	4,63
	2012 - janeiro	3,62	6,26
	2013 - fevereiro*	3,19	5,52
	2013 - julho	2,86	4,95
	2014 - janeiro	3,24	5,61
	2016 - maio	3,17	5,48
	2017 - fevereiro	3,16	5,47
	2017 - julho	3,15	5,46
	2018 - julho	3,77	6,53
	2019 - janeiro	3,61	6,24
	2019 - junho	4,14	7,16

* As cenas referentes ao ano de 2009 e a fevereiro de 2013 foram utilizadas somente para as análises do *proxy* interface areia seca/areia úmida, não foram consideradas para o *proxy* base da duna em virtude de baixa visibilidade do indicador na imagem. Maiores informações serão explanadas ao longo dos próximos parágrafos.

A posição da LC muda continuamente ao longo do tempo em virtude do transporte sedimentar *cross-shore* e *alongshore* no litoral, e também diante da ação de componentes hidrodinâmicas (e.g. ondas, maré astronômica, marés meteorológicas, água subterrânea etc) sobre este limite costeiro (Boak & Turner,

2005). Sendo assim, a definição de LC aqui utilizada adota dois *proxies* a fim de tornar o diagnóstico de seu comportamento dinâmico mais acurado: base da duna frontal e linha de interface areia seca/areia úmida. Os agentes hidrodinâmicos possuem modos distintos de influenciar na variação dos diferentes indicadores; sendo assim, abordar a evolução da LC com mais de um *proxy* amplia a complexidade analítica no que se refere aos processos costeiros controladores, além de possibilitar uma avaliação comparativa. Ademais, foram escolhidos estes dois *proxies* tendo em vista a fácil detecção nas imagens, o potencial de replicabilidade, e a adequação de suas variabilidades com a escala espaço-temporal em consideração.

O critério base da duna frontal representa a quebra topográfica ou a escarpa dunar situada entre o campo de dunas arenosas e o pós-praia (Stafford & Langfelder, 1971), sendo então facilmente reconhecido em aerofotos e imagens de satélite. Sua vantagem analítica é atribuída ao potencial de indicar tendências erosivas efetivamente, uma vez que as dunas propiciam proteção à costa diante da ação de ondas e eventos de inundação, tornando, assim, fácil a distinção entre três estados de deslocamento da LC: pré-erosivo, erosivo e pós-erosivo/pós-tempestade (Carter *et al.*, 1990). No entanto, a base da duna erode mais facilmente do que cresce em frente aos agentes eólicos e hidrodinâmicos, principalmente em eventos de alta energia (Stafford & Langfelder, 1971), isto é, a taxa de deposição e construção da duna é mais lenta do que sua taxa de erosão. Por conseguinte, o comportamento evolutivo de curto e médio termo pode ser negligenciado, pois a progradação da LC nem sempre é perceptível sob estas escalas. Não obstante, a escala de longo termo é avaliada sob vantagem com este indicador, uma vez que as dunas registram com mais acurácia tendências costeiras de longo prazo dadas as taxas citadas anteriormente. Destaca-se que no presente estudo, a base da duna frontal coincide em diversos trechos com a linha de vegetação dunar, além de ocorrer predominantemente em escarpas erosivas ao longo da PB.

A linha de interface areia seca/areia úmida, também conhecida por linha de preamar máxima (Crowell *et al.*, 1991; Leatherman, 1983; Stafford & Langfelder, 1971) delimita, na preamar, o alcance máximo do *runup* diário, e na baixamar, parte da praia que ainda está úmida, a qual pode estar além do limite instantâneo do *runup* diário (Boak and Turner, 2005). Consiste em um dos

indicadores mais utilizados em estudos do comportamento dinâmico da LC (Stafford & Langfelder, 1971; Dolan *et al.*, 1978; Hayden *et al.*, 1978; Crowell *et al.*, 1991; Boak & Turner, 2005) tendo em vista seu contraste visual nas imagens, cuja linha divide a porção úmida da areia, em tons mais escuros, da parte seca, em tons visivelmente mais claros. A ampla utilização deste indicador está associada à sua representatividade equivalente entre erosão e acresção (Stafford & Langfelder, 1971), e à estabilidade atribuída a menor sensibilidade às variações diárias transversais da linha d'água em comparação com o *runup* instantâneo (Dolan *et al.*, 1978; Crowell *et al.*, 1991). O nível do *runup* é reestabelecido a cada estágio da maré de modo que onde este limite é atingido com mais constância, a umidade na areia permanece por mais tempo, ou seja, os níveis máximos considerados *outliers* tendem a secar mais rapidamente; a umidade permanece em locais do pós-praia com maior incidência do *swash* ao longo de um conjunto de dias. Além disso, a linha entre areia seca/areia úmida considera as condições de vento, onda e maré na hora de aquisição da imagem, o que pode ser vantajoso e desvantajoso dependendo da abrangência dos dados existentes e da escala temporal sendo avaliada. O predomínio de imagens datadas em uma pós-tempestade, por exemplo, pode levar a superestimação de taxas erosivas, diagnosticando erroneamente uma costa a qual poderia estar sob estabilidade dinâmica no longo termo. Porém, no que se refere à variação instantânea e sazonal, este indicador é eficiente porque reflete as condições atuantes mais recentes. Os maiores erros associados com este indicador estão relacionados, portanto, com as oscilações diárias e sazonais das condições meteoceanográficas, o que pode ser considerado o ruído em uma avaliação a qual busca o sinal do comportamento dinâmico da LC (Cenci *et al.*, 2018).

A fim de avaliar estes efeitos com maior precisão, evitando comprometer a investigação da LC no longo termo, foram realizadas duas análises individuais, uma referente ao verão (janeiro, fevereiro e março) e outra às condições de inverno (junho, julho e agosto), em busca de padrões de variação sazonal e de verificar a existência ou não de rotação praial neste sistema duplo. O *proxy* utilizado nesta análise foi a linha de interface areia seca/areia úmida, considerando que esta variação é representativa de curto/médio termo, e que o agente de maior influência para a área de estudo é o clima de ondas, o qual influencia diretamente o *runup*.

As posições históricas das linhas foram determinadas através de digitalização por vetorização manual a partir das imagens no ArcMap 10.5. Ao todo, para ambas as praias, foram mapeadas 16 e 14 LC para os *proxies* linha de interface areia seca/areia úmida e base da duna, respectivamente.

5.2.2 *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) v5.0*

O principal método associado à escala histórica é a extensão *Digital Shoreline Analysis System (DSAS)* versão 5.0, desenvolvida pelo *United States Geological Survey (USGS)* para o *software* ArcGis da ESRI®. Desenvolvido na década de 1990 por Danforth e Thieler (Danforth & Thieler, 1992), o DSAS passou por diversas atualizações e refinamentos ao longo dos últimos 25 anos, sendo a última versão de dezembro de 2018 (Himmelstoss *et al.*, 2018). A extensão permite calcular taxas de variação da LC através de diferentes métodos estatísticos, a critério do usuário, a partir da diferença entre dados vetoriais de posição da LC ao longo do tempo. Os testes estatísticos escolhidos foram *End Point Rate – EPR* (método dos pontos finais), *Linear Regression Rate – LRR* (regressão linear) e *Weighted Linear Regression – WLR* (regressão linear ponderada), considerando que os três métodos apresentam vantagens e desvantagens distintas.

As taxas de EPR são calculadas através da distância do deslocamento entre a linha de costa mais antiga e a mais atual do conjunto de dados como simplificado na Equação 2 (Thieler *et al.*, 2009). A principal vantagem deste método é atribuída à baixa exigência computacional devido ao pré-requisito de apenas dois dados de LC, sendo assim, adequado para um diagnóstico o qual visa simplicidade e praticidade. No entanto, o comportamento da LC pode ser mal interpretado uma vez que as posições entre as duas datas sob consideração são negligenciadas, fazendo com que tendências do sinal (acresção e erosão), magnitude e padrões cíclicos da LC não sejam detectados (Dolan *et al.*, 1991; Crowell *et al.*, 1997).

$$EPR = \frac{NSM}{t} \quad (2)$$

Em que $NSM = net\ shoreline\ movement$ = distância (m) entre linha de costa mais pretérita e linha mais atual, e t = tempo decorrido entre linha de costa mais pretérita e linha mais atual.

As taxas de LRR são determinadas através da aplicação do método dos mínimos quadrados e regressão linear em um conjunto de linhas de costa de tamanho determinado pelo usuário, relacionando pontos correspondentes ao longo de um transecto o qual intersecta todas LC, e a taxa final corresponde ao declive da linha resultante da regressão linear (Thieler *et al.*, 2009). Em outras palavras, a taxa é a função de uma equação da reta específica ao conjunto de dados espaço-temporais fornecidos. A LRR é vantajosa porque permite a inserção de múltiplas posições históricas da linha de costa, ampliando sua cobertura temporal e aumentando, por conseguinte, o potencial do método na detecção de tendências da LC, bem como as mudanças destas ao longo do tempo em escalas de relevância para os diferentes processos atuantes. Além disso, é um método simples de ser aplicado, puramente computacional, e amplamente aceito pela comunidade científica, pois se baseia em conceitos estatísticos consolidados (Dolan *et al.*, 1991; Crowell *et al.*, 1997). No entanto, as taxas obtidas através deste método tendem a subestimar ou superestimar a evolução costeira uma vez que a suscetibilidade ao efeito dos *outliers* é relevante (Dolan *et al.*, 1991).

A WLR é similar à LRR. Todavia, o cálculo estatístico para a variação das LC atribui um peso maior aos dados cuja incerteza associada à posição é menor, isto é, uma ênfase é dada aos pontos menos incertos para determinar uma linha de melhor ajuste ao conjunto de dados, sendo esta sua principal vantagem. O peso (w) é função da variância na incerteza dos dados, e é definido conforme a Equação 3, em que e = valor de incerteza da linha de costa.

$$w = \frac{1}{e^2} \quad (3)$$

Sendo assim, sua vantagem está no fato de que as linhas mapeadas em imagens com maior acurácia e precisão geográfica vão exercer maior influência nas taxas. No entanto, para o *proxy* interface areia seca/areia úmida, caso as imagens com menores incertezas associadas corresponderem aos períodos sob

maior influência de tempestades, pode haver um diagnóstico erosivo superestimado.

O cálculo das taxas de variação da LC através dos métodos estatísticos requer alguns dados de entrada. Além das posições de LC pretéritas, devem ser fornecidos transectos e uma *baseline* (linha de base), ambos atributos construídos na interface do DSAS pelo próprio usuário (Danforth & Thieler, 1992; Thieler *et al.*, 2009; Himmelstoss *et al.*, 2018). A *baseline* é uma linha vetorizada manualmente adjacente à série temporal de posições da LC, seja esta *onshore*, *offshore* ou *midshore*, a qual representa o ponto de partida para todos os transectos. Os transectos são projetados perpendicularmente a *baseline*, de acordo com os parâmetros escolhidos pelo usuário, intersectando cada vetor de LC a fim de criar um ponto de medida. Os pontos de medida são utilizados para calcular cada taxa de variação da LC, espaçados longitudinalmente conforme uma distância pré-determinada. As *baselines* aqui utilizadas foram projetadas *midshore*, os transectos foram espaçados a cada 2 m, e para os casos em que o transecto cruzou a mesma LC mais de uma vez (múltiplas instâncias), apenas uma das intersecções foi considerada, sendo o critério de escolha baseado no ponto mais continental para o *proxy* base da duna, e a intersecção mais próxima ao oceano para o *proxy* interface areia seca/areia úmida.

O diagnóstico do comportamento no qual se encontra cada trecho analisado da LC foi feito com base nos valores das taxas obtidas no DSAS. A classificação foi dividida em 3 grandes classes: *acresção*, *estabilidade* e *erosão*, separadas em 7 subclasses (Tabela 4).

Tabela 4. Classificação do comportamento dinâmico da LC conforme suas taxas de variação em metros por ano.

Classe	Subclasse	Taxa de variação da LC (m/ano)
ACRESÇÃO	Muito elevada	> 2
	Elevada	1 a 1.99
	Moderada	0.11 a 0.99
ESTABILIDADE	Estável	0 ± 0.10
	Moderada	-0.11 a -0.99
EROSÃO	Elevada	-1a -1.99
	Muito elevada	< -2

6. REFERÊNCIAS

Amaro, V.E., Gomes, L.R.S., de Lima, F.G.F., Scudelari, A.C., Neves, C.F., Busman, D.V., Santos, A.L.S., 2015. Multitemporal Analysis of Coastal Erosion Based on Multisource Satellite Images, Ponta Negra Beach, Natal City, Northeastern Brazil. *Mar. Geod.* <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.904257>

Aneas de Castro, S., 2000. Riesgos y peligros: Una visión desde la geografía. *Scr. Nov. Rev. electrónica Geogr. y ciencias Soc.* <https://doi.org/10.1344/sn2000.4.189>

Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C. De, 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>

Araújo, C.E.S., Franco, D., Melo Filho, E., Pimenta, F.M., 2003. Wave Regime Characteristics of the Southern Brazilian Coast. *Sixth Int. Conf. Coast. Port Eng. Dev. Ctries. Paper No. 097*, pp 15.

Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., 2009. Ground-penetrating radar profiles of two holocene regressive barriers in Southern Brazil. *J. Coast. Res.* 1, 579–583.

Barboza, E.G.; Rosa, M.L.C.C. 2014b. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. In: GOSO, C. (ed.), *Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros*. Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 83-98. <https://doi.org/10.13140/2.1.4628.9602>

Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Caron F., 2014a. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georradar (GPR) nos depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: *VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumos Expandidos 1*, 1-6.

Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Dillenburg, S.R., da Silva, A.B., Tomazelli, L.J., 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/si70-116.1>

Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., 2011. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - A new approach with GPR data. *J. Coast. Res.* 64, 646-650.

Berton, F., Guedes, C.C.F., Vesely, F.F., Souza, M.C., Angulo, R.J., Rosa, M.L.C.C., Barboza, E.G., 2019. Quaternary coastal plains as reservoir analogs: Wave-dominated sand-body heterogeneity from outcrop and ground-penetrating radar, central Santos Basin, southeast Brazil. *Sediment. Geol.* 379, 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.11.008>

Bird, E., 1993. Submerging coasts: the effects of a rising sea level on coastal environments. *Choice Rev. Online*. <https://doi.org/10.5860/choice.31-0897>

Bird, E., 1996. *Beach management*. Ed. John Wiley & Sons. Chichester, United Kingdom, 281 p.

Bird, E., 2008. *Coastal Geomorphology An Introduction, Second Edition*, John Wiley and Sons. <https://doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>

Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: Linking tectonics and surface processes. *Earth Surf. Process. Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.1493>

Bitencourt, M.D.F., Bongioio, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L., Luft, J.L., 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesqui. em Geociências*. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.17898>

Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *J. Coast. Res.* 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>

Bonetti, C., Bonetti, J., Beltrame, E., 2005. Mudanças nas características composicionais das águas da lagoa de Ibiraquera (SC) em resposta a dinâmica de abertura e fechamento de sua desembocadura. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* <https://doi.org/10.14210/bjast.v9n2.p39-47>

Bonetti, J., Klein, A.H.F., Muler, M., De Luca, C.B., da Silva, G.V., Toldo, E.E., González, M., 2013. Spatial and numerical methodologies on coastal erosion and flooding risk assessment, in: *Coastal Research Library*. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5234-4_16

Bonetti, J., Rudorff, F. de M., Campos, A.V., Serafim, M.B., 2018. Geindicator-based assessment of Santa Catarina (Brazil) sandy beaches susceptibility to erosion. *Ocean Coast. Manag.* <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.08.009>

Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)

Broecker, W.S., 1975. Climatic change: Are we on the brink of a pronounced global warming? *Science* (80-.). <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.460>

Bruun, P., 1962. Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion. *J. Waterw. Harb. Div.* <https://doi.org/10.5860/choice.47-1443>

Callendar, G.S., 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* <https://doi.org/10.1002/qj.49706427503>

Calliari, L.J., Muehc, D., Hoefel, F.G., Toldo Jr., E., 2003. Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Brazilian J. Oceanogr.* 51. <https://doi.org/10.1590/S1679-87592003000100007>

Carter, R.W.G., Hesp, P.A., Nordstrom, K.F., 1990. Erosional landforms in coastal dunes. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G, (eds.), Coastal Dunes: Form and Process. New York, Wiley, 217-250.

Cazenave, A., Cozannet, G. Le, 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Futur.* <https://doi.org/10.1002/2013ef000188>

Cenci, L., Disperati, L., Persichillo, M.G., Oliveira, E.R., Alves, F.L., Phillips, M., 2018. Integrating remote sensing and GIS techniques for monitoring and modeling shoreline evolution to support coastal risk management. *GIScience Remote Sens.* <https://doi.org/10.1080/15481603.2017.1376370>

Chappell, J., Thom, B.G., 1986. Coastal morphodynamics in North Australia: review and prospect. *Aust. Geogr. Stud.* <https://doi.org/10.1111/j.1467-8470.1986.tb00515.x>

Chorley, R.J., 1964. Geomorphological evaluation of factors controlling shearing resistance of surface soils in sandstone. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/jz069i008p01507>

Church, M., 2013. Refocusing geomorphology: Field work in four acts. *Geomorphology.* <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.014>

Church, M., 2010. The trajectory of geomorphology. *Prog. Phys. Geogr.* <https://doi.org/10.1177/0309133310363992>

Clapperton, C., 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. *Quat. Geol. Geomorphol. South Am.* [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)90019-5](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)90019-5)

Cooper, J.A.G., Green, A.N., Loureiro, C., 2018. Geological constraints on mesoscale coastal barrier behaviour. *Glob. Planet. Change.* <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.06.006>

Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T., Kelley, J.T., 2009. Late holocene beach evolution: Sediment starvation under a falling sea level. *J. Coast. Res. SI 56*, 594-598.

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

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

Cowell, P.J., Zeng, T.Q., 2003. Integrating uncertainty theories with GIS for modeling coastal hazards of climate change. *Mar. Geod.* <https://doi.org/10.1080/01490410306700>

Cozannet, G., Bulteau, T., Castelle, B., Ranasinghe, R., Wöppelmann, G., Rohmer, J., Bernon, N., Idier, D., Louisor, J., Salas-y-Méla, D., 2019. Quantifying uncertainties of sandy shoreline change projections as sea level rises. *Sci. Rep.* <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37017-4>

Cozannet, G., Garcin, M., Petitjean, L., Cazenave, A., Becker, M., Meyssignac, B., Walker, P., Devilliers, C., Le Brun, O., Lecacheux, S., Baills, A., Bulteau, T., Yates, M., Wöppelmann, G., 2013. Exploring the relation between sea level rise and shoreline erosion using sea level reconstructions: an example in French Polynesia. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/si65-361.1>

Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1993. Shoreline Change Rate Analysis: Long Term Versus Short Term Data. *Shore and Beach* 61, 13–20.

Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *J. Coast. Res.* 7(3), 839-852.

Davies J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeits fur Geomorphology*, 8: 127-142.

Davis J.L., Annan A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.* 37, 531-551.

Davis, W.M., 1922. Peneplains and the geographical cycle. *Bull. Geol. Soc. Am.* <https://doi.org/10.1130/GSAB-33-587>

Davis, W.M., 1899. The Geographical Cycle. *Geogr. J.* <https://doi.org/10.2307/1774538>

DHN, 2020. Tábuas de Maré, Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), Marinha do Brasil, Brazil. https://www.marinha.mil.br/chm/sites/www.marinha.mil.br.chm/files/dados_de_mare/imbituba_2020.pdf (Acessado em June, 2020).

Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P.A., Rosa, M.L.C.C., 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *J. Coast. Res. Special Issue* 64, 651-655.

Dillenburg, S.R., Hesp, P. a., 2009. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil, *Lecture Notes in Earth Sciences.* <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>

Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J., Tomazelli, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *J. Coast. Res.* 16, 71–81.

Dolan, R., Hayden, B., Heywood, J., 1978. A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coast. Eng.* [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(78\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0378-3839(78)90003-0)

Finkl, C.W., 2004. Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme. *J. Coast. Res.* [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[166:ccsatc\]2.0.co;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[166:ccsatc]2.0.co;2)

Fitzgerald, D.M., Baldwin, C.T., Ibrahim, N.A., Humphries, S.M., 1992. Sedimentologic and morphologic evolution of a beach-ridge barrier along an indented coast: Buzzards Bay, Massachusetts. *Quat. coasts United States.* <https://doi.org/10.2110/pec.92.48.0065>

Florisbal, L.M., Nardi, L., Bitencourt, M.D.F., Betiollo, L.M., 2005. Geoquímica das Rochas Máficas Toleíticas da Suíte Pós-Colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do Sul do Brasil. *Pesqui. em Geociências.* <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19547>

Freitas, D., Araujo, R.S., Klein, A.H. da F., Menezes, J.T. de, 2010. Quantificação De Perigos Costeiros E Projeção De Linhas De Costa Futuras Para A Enseada Do Itapocorói – SC. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* <https://doi.org/10.14210/bjast.v14n1.p39-49>

Galloway, W.E., Hobday, D.K., Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1983. Clastic Shore-Zone Systems, in: *Terrigenous Clastic Depositional Systems.* https://doi.org/10.1007/978-1-4684-0170-7_6

Giannini P.C.F., 1993. Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. PhD. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 278 p.

Giddens, A., 1991. *Self and society in the late modern age, Modernity and self-identity.* Stanford University Press, 256 p.

Harvey, J.G., 1976. *Atmosphere and ocean: Our fluid environments.* By J. G. Harvey. Artemis Press, Sussex, 1976, 143 pp. <https://doi.org/10.1002/qj.49710443924>

Hayden, B., Dolan, R., Felder, W., 1978. Spatial and temporal analyses of shoreline variations. *Coast. Eng.* [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(78\)90031-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(78)90031-5)

Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo, E.E., Tabajara, L.L.C.D.A., Clerot, L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* <https://doi.org/10.1590/s0001-37652005000300010>

Himmelstoss, E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G., Farris, A.S., 2018. *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide.* Open-File Rep. 2018-1179.

Horn Filho, N.O., 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul.* 18(35), 71-98.

Horn Filho, N.O., 2006. Estágios de desenvolvimento costeiro no litoral da ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. *Rev. Discente Expressões Geográficas*. 2, 70-83.

Horn Filho, N.O., Felix, A., Vieira, C. V., Baptista, E.M.C., 2009. Geologia da planície costeira das folhas Jaguaruna e Lagoa De Garopaba do Sul, SC, Brasil. *Rev. discente expressões geográficas*.6, 90 - 110.

Horn Filho N.O., Schmidt A.D., Oliveira U.R., Estevam C.N., 2013. Litoteca dos sedimentos arenosos das praias oceânicas de Santa Catarina, Brasil. VII Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, Maputo, Moçambique.

Hsu J.C., Klein A.H.F., 2010. Hydrodynamics and applications of headland-bay beaches. *Coast. Eng.*, 57 (2): 75-240.

IBGE, 2009. Manual técnico de geomorfologia. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 2. ed., n. 5, 182 p.

Inman, D.L., Nordstrom, C.E., 1971. On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts. *J. Geol.* <https://doi.org/10.1086/627583>

IPCC, 1990. Climate change: the IPCC scientific assessment. *Clim. Chang. IPCC Sci. Assess.* [https://doi.org/10.1016/0167-8809\(92\)90191-d](https://doi.org/10.1016/0167-8809(92)90191-d)

IPCC, 1992. Climate change: The 1990 and 1992 IPCC Assessments, The Oxford Handbook of Global Studies. <https://doi.org/10.1093/oxfordhb/9780190630577.013.23>

IPCC, 2014. Climate Change 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

Klein, A.H.F., Benedet Filho, L., Schumacher, D.H., 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. *J. Coast. Res.* 18(3), 442-458.

Klein, A.H.F., Menezes, J.T., 2001. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *J. Coast. Res.* 17(4), 812-835.

Klein, A.H.F., Menezes, J.T. de, Diehl, F.L., Abreu, J.G.N. de, Polette, M., Sperb, R.M., Sperb, R.C., Horn-Filho, N.O., 2006. Erosão e progradação do litoral brasileiro - Santa Catarina, Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro. In: Muehe D (ed) Erosão e progradação no litoral brasileiro. Brasília, DF: MMA, pp 402–412.

Klein, A.H.F., Short, A.D., Bonetti, J., 2016. Santa Catarina Beach systems, in: Coastal Research Library. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_17

Komar, P.D., Allan, J.C., Ruggiero, P., 2011. Sea Level Variations along the U.S.

Pacific Northwest Coast: Tectonic and Climate Controls. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-10-00116.1>

Kuhn, L.A., Souza, P.A., Cancelli, R.R., Silva, W.G., Macedo, R.B., 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: Palynological data from a holocene core in Santa Catarina State. *An. Acad. Bras. Cienc.* <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720160895>

Larson, M., C. Kraus, N., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Mar. Geol.* [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00068-A](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00068-A)

Layek, M.K., Sengupta, P., Mukherjee, A., 2019. Erosional features identification along a recently prograding coastal barrier by ground penetrating radar facies analysis: Paradeep, Odisha, India. *J. Coast. Conserv.* <https://doi.org/10.1007/s11852-018-0642-9>

Leandro, C.G., Barboza, E.G., Caron, F., de Jesus, F.A.N., 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *J. Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.01.002>

Leatherman, S.P., 1983. Shoreline mapping: a comparison of techniques. *Shore and beach*.

Leatherman, S.P., 1983. Shoreline mapping: a comparison of techniques. *Shore and beach* 51, 28-33.

Leatherman, S.P., 1987. Coastal geomorphological applications of ground-penetrating radar. *J. Coast. Res.* 3(3), 397-399.

Lins-de-Barros, F., 2005. Risco E Vulnerabilidade À Erosão Costeira No Município De Maricá , Costeira No Município De Maricá , Rio 2, 83–90.

Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., Andersen, U., 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: Analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.026>

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>

Masselink, G., Russell, P., Rennie, A., Brooks, S., Spencer, T., 2020. Impacts of climate change on coastal geomorphology and coastal erosion relevant to the coastal and marine environment around the UK. *MCCIP Sci. Rev.* 2020 158–189. <https://doi.org/10.14465/2020.arc08.cgm>

Mazzer, A.M., Dillenburg, S., 2009. Shoreline temporal variation of wave dominated sandy beaches of the southeast of Santa Catarina Island (Florianopolis, SC, Brazil). *Pesqui. em Geociencias.*

<https://doi.org/10.22456/1807-9806.17880>

Mazzer, A.M., Dillenburg, S.R., Souza, C.R. de G., 2008. Proposta de método para análise de vulnerabilidade à erosão costeira no sudeste da ilha de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geociências*. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382278294>

Mentaschi, L., Voudoukas, M.I., Pekel, J.F., Voukouvalas, E., Feyen, L., 2018. Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Sci. Rep.* <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>

Meyers, R.A., Smith, D.G., Jol, H.M., Peterson, C.D., 1996. Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington. *Geology*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0099:EFEGES>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0099:EFEGES>2.3.CO;2)

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. *Seism. Stratigr. — Appl. to Hydrocarb. Explor.* <https://doi.org/10.1038/272400a0>

Ministério do Meio Ambiente (MMA). Cuidar das Zonas Úmidas: uma resposta às mudanças climáticas. Versão e adaptação do texto da revista comemorativa do Dia Mundial das Zonas Úmidas 2010. 27 p. Disponível em: <www.mma.gov.br>.

Muehe, D., 2003. Beach Morphodynamic Research in Brazil: Evolution and Applicability. *J. Coast. Res.* SI 35, 32-42.

National Research Council, 1990. Managing Coastal Erosion. <https://doi.org/10.17226/1446>

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>

Neal, A., Roberts, C.L., 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 175, 139–171. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.175.01.12>

Neal, M.L., Agwu, I.U., Green, M.T., Johnson, V.A., Jones, P.Y., Pritchett, S.R., Tummings, M.C., Walton, M.F., 2002. Ground Penetrating Radar Analysis of an Emergent Mid-Pleistocene Estuarine Shoreline Complex, Chesapeake Bay, Maryland, USA. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.564>

Nicholls, R.J., Hinkel, J., Tol, R.S.J., Boot, G., Vafeidis, A.T., McFadden, L., 2011. A global analysis of coastal erosion of beaches due to sea-level rise: an application of DIVA. https://doi.org/10.1142/9789814355537_0024

Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V.R., Codignotto, J., Hay, J.E., McLean, R.F.,

Ragoonaden, S., Woodroffe, C.D., 2007. Coastal systems and low-lying areas. *Clim. Chang. 2007 Impacts, Adapt. Vulnerability*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379>

Nimer E., 1989. Climatologia da Região Sul. *Revista Brasileira de Geografia* 34 (1): 142-154.

Nobre C.A., Cavalcanti I.F.A., Gan M.A., Nobre P.A., Kayano M.T., Rao V.B., Bonatti J.P., Satyamurti P., Uvo C.B., Cohen J.C., 1986. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. *Climanálise n. especial*, 65p.

Noujas, V., Kankara, R.S., Chenthamil Selvan, S., 2019. Shoreline management plan for embayed beaches: A case study at Vengurla, west coast of India. *Ocean Coast. Manag.* 170, 51–59. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.01.001>

Oliveira, J.F. de, Scarelli, F.M., Manzolli, R.P., Portz, L.C., Barboza, E.G., 2020. Geomorphological Responses Due to Storm Wave Events at Praia da Barra, Garopaba – Santa Catarina State, Southern Brazil. *J. Coast. Res.* 95, 474–478. <https://doi.org/10.2112/SI95-092.1>

Orselli, Y., 1986. Climatologia. In: SANTA CATARINA, Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 38-39.

Pandolfo, C., Braga, H.J., Silva Júnior, V.P., Massignan, A.M.; Pereira, E.S., Thomé, V.M.R, Valci, F.V., (2002) *Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina*. EPAGRI/CIRAM, Florianópolis, SC, Brazil. http://ciram.epagri.sc.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=708&Itemid=484 (Acessado em Junho, 2020).

Perinotto, R.R.C., Campos, A. V, Bonetti, J., Rudorff, F.M., 2012. Avaliação do Estado Erosional das Praias de Santa Catarina com Base na Análise de Geoindicadores. *Congr. Bras. sobre Desastr. Nat.* ISBN: 978-85-61203-18-4

Pianca, C., Holman, R., Siegle, E., 2015. Shoreline variability from days to decades: Results of long-term video imaging. *J. Geophys. Res. C Ocean.* 120, 2159–2178. <https://doi.org/10.1002/2014JC010329>

Pimenta, L.H.F., 2018. Aspectos geológicos e geomorfológicos do território da APA da Baleia Franca. *Plano de Manejo APA da Baleia Franca, Anexo I, Parte 3*, ICMBio, MMA.

Plass, G.N., 1956. *The Carbon Dioxide Theory of Climatic Change*. *Tellus*. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v8i2.8969>

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. *Sea-level Chang. an Integr. approach*.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Overview, in: *Siliciclastic Sequence*

Stratigraphy. <https://doi.org/10.2110/csp.99.07.0001>

Revelle, R., Suess, H.E., 1957. Carbon Dioxide Exchange Between Atmosphere and Ocean and the Question of an Increase of Atmospheric CO₂ during the Past Decades. *Tellus*. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v9i1.9075>

Rodrigues, M.L.G., Franco, D., Sugahara, S., 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geofis.* <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2004000200004>

Rózyński, G., 2005. Long-term shoreline response of a nontidal, barred coast. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.09.007>

Rudorff, F. M., Bonetti Filho, J., Moreno, D. A.; Oliveira, C. A. F, Murara, P.G., 2014. Maré de Tempestade, In: Herrmann, M.L.P. (ed.) *Atlas de Desastres Naturais Do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010*, second edition IHGSC/Cadernos Geográficos, Florianópolis, 151-154.

Rudorff, F.M., Bonetti, J., 2010. Avaliação da suscetibilidade à erosão costeira de praias da Ilha de Santa Catarina, *Braz. J. Aquat. Sci. Technol.* 14(1), 9-20.

Scheibe, L., 1986. A geologia de Santa Catarina: sinopse provisória. *Geosul*. 1, 7 - 38.

Scherer, M., Ferreira, C.M., Mudat, J., Cataneo, S., 2006. Urbanização e Gestão do Litoral Centro-Sul do Estado de Santa Catarina. *Desenvolv. e Meio Ambient.* <https://doi.org/10.5380/dma.v13i0.4873>

Schupp, C.A., McNinch, J.E., List, J.H., 2006. Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change. *Mar. Geol.* 233, 63–79. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.08.007>

Serafim, M.B., Siegle, E., Corsi, A.C., Bonetti, J., 2019. Coastal vulnerability to wave impacts using a multi-criteria index: Santa Catarina (Brazil). *J. Environ. Manage.* 230, 21–32. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.09.052>

Serafin, K.A., Ruggiero, P., Barnard, P.L., Stockdon, H.F., 2019. The influence of shelf bathymetry and beach topography on extreme total water levels: Linking large-scale changes of the wave climate to local coastal hazards. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.03.012>

Shepard, F.P., 1938. Classification of Marine Shorelines: A Reply. *J. Geol.* <https://doi.org/10.1086/624714>

Shepard, F.P., 1937. Revised Classification of Marine Shorelines. *J. Geol.* <https://doi.org/10.1086/624584>

Short, A.D., Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled beaches, In: Short, A.D. (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, London, 230-250.

Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. *J. Coast. Res.* 19(3), 584-599.

Sperb, M.P., Queiróz, F.D.S., 2013. Percepção de residentes sobre o desenvolvimento do turismo costeiro no Município de Garopaba - SC: uma proposta metodológica. *Rev. Tur. em Análise.* <https://doi.org/10.11606/issn.1984-4867.v24i2p230-247>

SPG, 2010. Secretaria do Planejamento. Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - Fase 1: Diagnóstico Socioambiental Setor Litoral Centro-Sul. Florianópolis/Santa Catarina: Secretaria de Estado de Planejamento (SPG), Santa Catarina, Brazil, 493p. www.spg.sc.gov.br/acoes/20-gerco (Accessed August, 2019).

Stafford, D.B., Langfelder, J., 1971. Air photo survey of coastal erosion. *Photogramm Eng* 37, 565–575.

Tessler, M.G., Goya, S.C., 2005. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. *Geogr. Dep. Univ. Sao Paulo.* <https://doi.org/10.7154/rdg.2005.0017.0001>

Thieler, E.R., Himmelstoss, E., Zichichi, J., Ergul, A., 2009. DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2008-1278.

Tomazelli L., Villwock, J., 1992. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesqui. em Geociências.* <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21318>

Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 68, 372–382.

Turner, I.L., Harley, M.D., Short, A.D., Simmons, J.A., Bracs, M.A., Phillips, M.S., Splinter, K.D., 2016. A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia. *Sci. Data.* <https://doi.org/10.1038/sdata.2016.24>

USACE, Us Army Corps of Engineers, 1984. Shore protection manual: Volume I and II. Spm1984. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.47830>

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level , Part 1 : AAPG Mem. 26.

Van Wagoner, J.C., Mitchum R.M., and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies_Pt. 2. AAPG Methods Explor. Ser. 7.

Veyret, Y., 2007. *Os Riscos: o homem como agressor e vítima do meio ambiente*, São Paulo, Editora Contexto.

Villwock, J.A., Tomazelli, J.L., Loss, E.L., Dehnhardt, E.A., Horn Filho, N.O., Bachi, F.A., Dehnhardt, B.A., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (ed.). *Quaternary of South American and Antarctic Peninsula*, 4, 79-94.

Vintém, G., Freitas, M., Menezes, J., Klein, A., 2006. Beach rotation processes: 35 month survey of embayed beaches of Santa Catarina Brazil. *J. Coast. Res.* 1752–1755.

Vitousek, S., Barnard, P.L., Limber, P., 2017. Can beaches survive climate change? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* <https://doi.org/10.1002/2017JF004308>

Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>

Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., Feyen, L., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>

Woodroffe C.D., 2002. *Coasts: Forms, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar. Geol.* 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Wright, L.D., Thom, B.G., 1977. Coastal depositional landforms: A morphodynamic approach. *Prog. Phys. Geogr.* <https://doi.org/10.1177/030913337700100302>

CAPÍTULO 2: Artigo “*Historical and geological assesment of shoreline changes at an urbanized embayed sandy system in Garopaba, Southern Brazil*”

Historical and geological assessment of shoreline changes at an urbanized embayed sandy system in Garopaba, Southern Brazil

Gabrielle P. Quadrado^a (corresponding author), Sérgio R. Dillenbug^{b,1}, Elaine S. Goulart^c, Eduardo G. Barboza^{b,2}

^a Instituto de Geociências (IGEO) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), Av. Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43113, CP 15001, Porto Alegre – RS, 91501-970, Brazil

E-mail: gabriellepquadrado@gmail.com

ORCID: 0000-0001-5714-6770

^b Instituto de Geociências (IGEO) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO), Av. Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43125, CP 15001, Porto Alegre – RS, 91501-970, Brazil

¹E-mail: sergio.dillenbug@ufrgs.br

²Email: eduardo.barboza@ufrgs.br

^c Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG), Instituto de Oceanografia (IO) – Universidade Federal do Rio Grande - FURG, Av. Itália, km 8, s/n, bairro Carreiros, Rio Grande – RS, 96203-000, Brazil

E-mail: elainegoulart@gmail.com

Abstract

Embayed sandy beaches are dynamically complex systems that vary in time and space as a function of the depositional morphology and the hydrodynamic behavior of the region in which they are located. The rising demand for the uses and resources associated with these environments may neglect the shoreline mobile nature and lead to imbalances on beach sediment budget. Climate change imminence, including the associated sea level rise, has been increasing coastal risks. Consequently, coastal vulnerability in front of impacts such as flooding, erosion and ecosystem loss are rising, with a considerable contribution of local and regional causes. In this study, shoreline dynamic behavior at Barra Beach (BB) and Ferrugem Beach (FB), in Garopaba, Santa Catarina state, southern Brazil is assessed through historical (interannual and interdecadal) and geological (centuries to millennia) time scales, investigating the main factors influencing their morphodynamic behavior. Historical variation was investigated through shoreline change rates along 41 years (1978 – 2019), calculated with Digital Shoreline Analysis System (DSAS) v5.0 – ESRI® ArcGis extension, considering past shoreline positions extracted from satellite imagery and aerial photographs. Geological evolution was analyzed in terms of seismostratigraphy through subsurface profiles acquired with a Ground Penetrating Radar (GPR) system. Interdecadal shoreline change rates and GPR records indicated that FB is progradational (regressive shoreline), and BB has a transgressive shoreline in a retrogradational barrier, both demonstrating accordance among time scales. Interannual analysis showed that beach rotation occurs between both beaches, but in an asymmetrical pattern. The distinct morphodynamic behavior between BB and FB is a function of their shoreline geometry, architectural elements, wave energy distribution, and sediment sources/sinks, resulting in variant alongshore sediment budgets. Overall, this paper demonstrates the importance of local shoreline assessment in order to exercise an efficient present-day coastal management and establish a future sustainable urban planning.

Keywords: barrier evolution, coastal management, erosion, progradation, beach rotation

1. Introduction

Sandy beaches comprehend a significant fraction of coastal zones (Bird, 1996, 2008), presenting availability of resources, logistic, recreational and cultural potentials which attract the settlement of a substantial part of the global population (Small and Nicholls, 2003). Considering the adjacency to hydric bodies, the coastal zone is subjected to a fluctuating dynamic, resultant of the interaction between the continent, the ocean and the atmosphere (Harvey, 1976). This dynamic makes the coast variable in time and space, as a function of the depositional morphology and the hydrodynamic behavior of the region in which they are located (Wright and Short, 1984). Embayed beaches (or headland bay beaches) represent around 51% of the global shoreline (Short and Masselink, 1999), and constitute systems bounded by headlands or rock outcrops, of which shoreline presents a curved configuration that may generate an asymmetric morphodynamic behavior at the same environment (Klein & Menezes, 2001; Klein *et al.*, 2002).

The rising demand for coastal uses and resources may induce to the urban disordered development, neglecting the shoreline mobile nature and the dynamic of the depositional coastal systems associated with it (Mazzer and Dillenburg, 2009). This circumstance can lead to the disequilibrium of a beach sediment budget. Moreover, climate change imminence associated with sea level rise has been increasing coastal risks. Consequently, coastal vulnerability in front of impacts such as flooding, erosion and ecosystem loss are rising, with a considerable contribution of causes and factors in local and regional levels (Nicholls *et al.*, 2007; Serafin *et al.*, 2019).

Beach tourism is one of the main economic pillars in the Brazilian coast, and as many other territories around the globe, it is susceptible to urban expansion and its environmental impacts (Scherer *et al.*, 2006; United Nations, 2019). Santa Catarina (SC) state has numerous attractive coastal environments, under a mild subtropical climate, that resulted in their use for fishing, housing, recreation, whale watching, surfing, and so, tourism (Raucci & Polette, 2003; Klein *et al.*, 2006; Klein *et al.*, 2016). This broad occupation led to shoreline degradation, natural habitat loss and susceptibility to coastal hazards (Klein *et al.*, 2006, 2009).

Erosion in embayments at SC has been investigated by many authors (Vintém *et al.*, 2006; Horn Filho, 2006; Hsu & Klein, 2010; Bonetti *et al.*, 2013, 2018; Klein & Short, 2016; Serafim *et al.*, 2019). However, most of the studies focus on Florianópolis, the state's capital, and on the northern shores, lacking information in what concerns Garopaba beaches, located at the south-centered coast. During the last decade, local inhabitants and

tourists have been concerned with the negative sediment budget at the embayed system Barra-Ferrugem in Garopaba, specially at Barra Beach (BB), due to the occurrence of visual erosion indicators such as scarps, backshore narrowing, exposure of vegetation roots, fallen trees, exposure of paleo environments on the backshore, shoreline armoring etc (Fig. 1b). These impacts are associated with the anthropic occupation very close to the shoreline, and also with modifications on the local drainage of Encantada Lagoon (EL), an inlet that separates BB from Ferrugem Beach (FB) (Fig. 1). FB is located to the north of BB, and it presents a contrasting morphology, with vegetated dunefields and scarce erosion indicators (Fig. 1a).

The dynamic of these shorelines was never investigated in what refers to their natural migration and historical evolution. The morphodynamic factors causing the distinction between two beaches located at the same embayment remain unknown. Thus, there is no effective diagnosis related to the current erosive scenario at BB, making it difficult to elaborate adaptive strategies and implement coastal protection measures in order to solve the issue.

Shoreline management of embayed beaches is a major concern for scientists, engineers and policy makers worldwide, given its variable and complex dynamics, so it demands a well-understood shoreline evolution (Noujas *et al.*, 2019). The identification and quantification of shoreline changes in different time scales is an essential practice for coastal managers on coasts exposed to extreme oceanographic forcing such as SC (Rudorff *et al.*, 2014; Vitousek *et al.*, 2017; Masselink *et al.*, 2020). It allows to better understand shoreline variability in order to regulate coastal development and design coastal protection (National Research Council, 1990; Vos *et al.*, 2019). The driving forces of shoreline change operate on a wide range of time and space scales, from hours/months (short-term) to centuries/millennia (long-term). However, most of the studies assess long-term changes from an interdecadal perspective (Rózyński, 2005; Schupp *et al.*, 2006; Pianca *et al.*, 2015; Turner *et al.*, 2016; Noujas *et al.*, 2019), since the obtainment of an uninterrupted time-series of shoreline evolution is time-space limited, considering it relies on human operators (Vos *et al.*, 2019). Thus, long-term (centuries to millennia) shoreline monitoring is scarce worldwide, restricting the ability to comprehend and predict significant coastal variability. As stated by Crowell *et al.* (1993), long-term data can provide more reliable shoreline change diagnosis, since they filter out short-medium term fluctuations (noise) of the main shoreline behavior (signal), guiding the definition of urban setbacks and the durability of coastal constructions. Hence, shoreline changes

approached through the linkage of historical with geological analysis can synthesize relevant information in a manner readily useable by coastal zone managers.

In this study, shoreline dynamic behavior at Barra Beach (BB) and Ferrugem Beach (FB), in Garopaba, SC is assessed through historical (interannual and interdecadal) and geological (centuries to millennia) time scales, an unprecedented methodological combination. Both scales were considered since short-medium term changes are driven by meteoceanographic conditions, relevant in what concerns the coexistence of human activity within coastal systems (Woodroffe, 2002), while long-term trends exhibit a result from a wider range of factors (Vos *et al.*, 2019), providing useful information regarding responses to climate variability. Historical behavior was investigated through shoreline change rates along 41 years (1978 – 2019), calculated from past shoreline positions extracted from satellite imagery and aerial photographs. The results are presented as thematic maps, practical tools that will be available for the local coastal management. Geological evolution was approached from Seismostratigraphy perspective, considering subsurface profiles acquired with a Ground Penetrating Radar (GPR) system.

In that way, the first aspects referring to the coastal evolution of this region were characterized and comprehended, generating relevant subsidies to the present-day coastal management and to the future sustainable urban planning.

2. Physical Settings

Garopaba is located at the south-centered coast of Santa Catarina (SC) state, Brazil, and it presents eight sandy beaches in between rocky promontories. The study area comprises Barra Beach (BB) and Ferrugem Beach (FB), which compose an embayed sandy system with approximately 2 km of extension (Figure 1). BB and FB are separated between each other by the inlet of Encantada Lagoon (EL), and by a tombolo associated with the Índio Mount, a rocky outcrop.

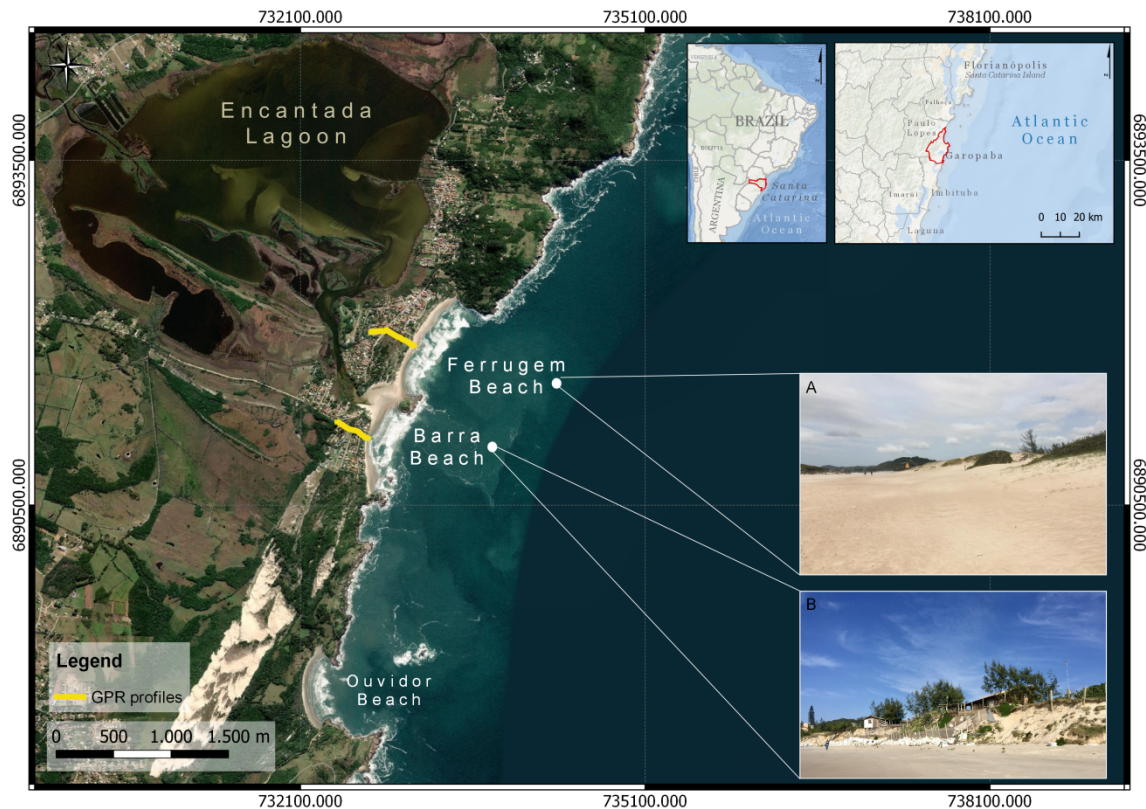


Figure 1. Map of the study area showing Barra Beach (BB), Ferrugem Beach (FB) and Encantada Lagoon (EL) general locations in Garopaba, SC. Ouvidor Beach location was also highlighted in order to situate the transgressive dunefield right behind it. Yellow lines represent the subsurface profiles acquired with a GPR system in order to analyze the geological shoreline evolution (long-term). Pictures on the inferior right corner highlight the distinct morphology between both beaches. A) FB presents vegetated foredunes along most of its shoreline extension. B) Many visual indicators of erosion occur at BB, such as scarps, shoreline armoring, exposure of vegetation roots, fallen trees and backshore narrowing. Moreover, the risk of falling led to temporary protective measures in front of most of the houses at BB, as seen in the picture.

Garopaba's shore is located at the transition zone (a structural high) between Pelotas and Santos basin, a condition that produced sediments that are less homogenous (composition and texture), and along with the promontories, this makes the region more variable in terms of beach morphodynamic stages (Horn Filho *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014). The coastal plain has typical deposits of shallow marine, aeolian, lagoonal and paludal environments, similar to the recognized barrier-lagoon systems of Rio Grande do Sul state (Villwock *et al.*, 1986; Tomazelli & Villwock, 1996; Dillenburg *et al.*, 2000; Hesp *et al.*, 2005).

EL is a brackish hydric body, placed landwards of the sandy Quaternary barriers of the region, and it opens intermittently into the Atlantic Ocean between BB and FB. The inlet undergoes periodically to natural and artificial openings in order to allow the runoff

during flood season, and to promote the entrance of important marine species to the local economy, such as the mullet fish larvae (SPG, 2010).

According to Köppen-Geiger classification, Garopaba is under the humid subtropical climate (Cfa) and it presents a typically warm and rainy summer, without a dry season (Pandolfo *et al.*, 2002). Two high-pressure systems of wind are predominant at SC coast: the South Atlantic anticyclone, more intense during the summer, and the migratory polar anticyclones, more frequent in the winter (Nimer, 1971, 1989; Orselli, 1986). The dominant wind throughout the whole year comes from NE, but the alternation among these two systems makes NE winds more often during spring and summer (September to February) and winds coming from the south quadrant more frequent through fall and winter (April to August), concomitantly with the incidence of frontal systems and the passage of storms (Nobre *et al.*, 1986; Rodrigues *et al.*, 2004). Three to four cold fronts pass by SC shore monthly, in an eight-day interval, and in a climatological evolution pattern from SW to NE (Rodrigues *et al.*, 2004).

Wave climate is characterized by five main types according to Araújo *et al.* (2003): i) E wind seas, with an 8 s period and a 0.5-1.5 m significant wave height, originated from the South Atlantic anticyclone; ii) SE long period swell (14 s), 1-2 m high, generated far from the coast; iii) SE medium period swell (11 s), originated closer to the coast and with a significant wave height of 1-1.5 m; two systems associated with storms: iv) N-NE seas, with a 4-5 s period, originated from local winds in pre-front conditions; v) S sea waves (5-7.5 s), well developed, and formed after the passage of fronts, in a way wave height rises due to wind action from the south quadrant. The most energetic waves are associated with fronts and extratropical cyclones from S-SE, and they can reach heights of 4 m with a period of 10-16 s (Tessler and Goya, 2005).

The astronomical tide follows a microtidal semi-diurnal regime according to Davies (1964) classification, with tide mean levels of 0.37 m and 0.64 m, considering the closest cities with tide gauges, Imbituba and Florianópolis, respectively (DHN, 2020). However, high energy events can rise levels around 1 m above the average (Giannini, 1993; DHN, 2020; Giannini *et al.*, 2007).

The sea-level during the Holocene reached a maximum height of 1 to 3 m at approximately 5.6 ka, followed by an overall fall until the present (Angulo *et al.*, 2006).

3. Material and Methods

Shoreline dynamic behavior was evaluated according to two different time scales: geologic (long-term) and historical, subdivided in interannual (short-term) and interdecadal (medium-term). The methodology used to assess each time scale is simplified in the flowchart shown in Figure 2. Further details concerning the sequential steps are explained in the following sections.

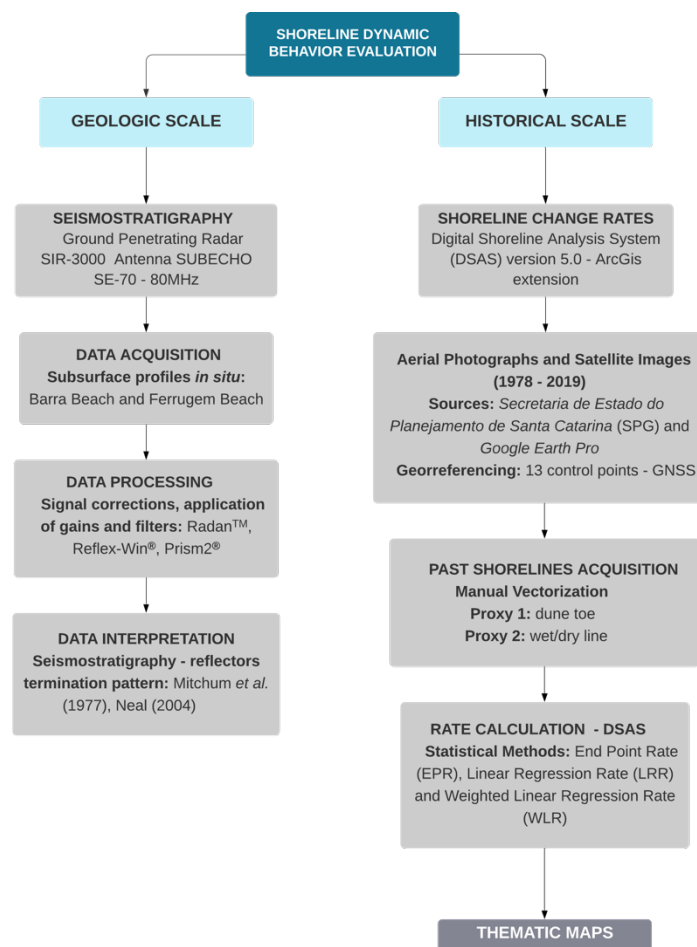


Figure 2. Methodological flowchart.

3.1 Geologic scale

Long-term shoreline evolution was approached from the sequence stratigraphy perspective. Subsurface deposits were registered with a Ground Penetrating Radar (GPR), with an acquisition system Cobra Plug-In GPRTM from Radarteam Sweden (AB). Geophysical data were acquired along two profiles transversal to each shoreline (BB and FB) (Fig. 1), using the Common Offset method, and an aerial monostatic antenna SUBECHO SE-70 with a central frequency of 80MHz, as suggested by Barboza *et al.* (2014a). This configuration allowed an acquisition window with a two-way travel time

(TWTT) of 500 ns, reaching 23.5 m of depth. The GPR system was coupled with a Global Navigation Satellite System (GNSS) Trimble® ProXRT (datum WGS84) with a 1 s sampling interval, in order to obtain real time topographic surveys. Cross-sectional profiles were taken using noise and gain filters while surveying, and the conversion of time to depth considered a dielectric constant of 10 (wet sand), representing a velocity of 0.09 m/ns (Davis & Annan, 1989). This constant was validated with lithological data obtained through hole drilling at similar coastal sectors in southern Brazil (Dillenburg *et al.*, 2011).

Field records were processed with the softwares Reflex-Win® - Sandmeier Geophysical Research, Radan™ – Geophysical Survey Systems, Inc., and Prism® 2.5 – Radar Systems, Inc., in which background removal, band-pass frequency filters, Ormsby filter, migration (Stolt – F-K), gain equalization, topographic corrections and time to depth conversions were applied. Considering data quality, only two profiles were interpreted (Fig. 1). Interpretation was based on the Seismostratigraphy method proposed by Mitchum *et al.* (1977) adapted to GPR by Neal (2004). The method is based on reflectors according to their geometry, stratigraphic position, termination (onlap, downlap, toplap and truncations), and pilling up patterns (Abreu *et al.*, 2010; Barboza *et al.*, 2011). The signal trace analysis allowed the identification of contact surfaces among the deposits of the depositional environments (Leandro *et al.*, 2019).

3.2 Historical scale

Historical scale was approached from interannual (short-term) and interdecadal (medium-term) time scales. It was analyzed through shoreline change rates, which were estimated with the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0, an ESRI® ArcGis extension. DSAS allows to calculate change rates based on the difference among shoreline position data, along a defined period of time, using distinct statistical methods (Thieler *et al.*, 2009; Himmelstoss *et al.*, 2018). The methods used herein were End Point Rate (EPR), Linear Regression Rate (LRR) and Weighted Linear Regression (WLR).

EPR is calculated through the displacement distance between the oldest and the most recent shoreline, divided by the time elapsed between the measurements (Dolan *et al.*, 1992; Thieler *et al.*, 2009; Himmelstoss *et al.*, 2018). The low computational demand is its biggest advantage, providing a simple and practical shoreline diagnosis. However, the use of only two data points may neglect important processes in between, making signal trends (accretion and erosion) and cyclical shoreline patterns not fully detectable (Dolan

et al., 1992; Crowell *et al.*, 1997). LRR are determined through the method of Least Squares, including as many shoreline data as desired by the user, that is its main advantage. The mean shoreline change rate corresponds to the slope of the resulting line estimated for the entire dataset (Thieler *et al.*, 2009). It is a purely computational method, widely accepted by the scientific community, since it is based on accepted statistical concepts, and broad in what refers to its temporal and space coverage (Dolan *et al.*, 1992; Crowell *et al.*, 1997). Nonetheless, the resulting rates tend to under or overestimate coastal evolution because its susceptibility to outliers is relevant (Dolan *et al.*, 1992). WLR is similar to LRR, but its calculation assigns a greater weight to shoreline positions associated with smaller uncertainties (Himmelstoss *et al.*, 2018). Thus, the most accurate and geographically precise data will have more influence over change rates. However, when the shorelines associated with more data certainty correspond to stormy scenarios, erosion can be overestimated and accretion neglected.

Shorelines were manually vectorized as from aerial photographs and satellite images obtained, respectively, from *Secretaria de Estado do Planejamento de Santa Catarina - SPG* (State Secretariat of Planning of Santa Catarina) and Google Earth Pro[®]. Input images were previously geoprocesed at ArcMap 10.5, based on 13 ground control points collected with a GNSS/RTK receiver, and located at distinguishable structures (e.g. street corners, rooftops, poles). From a total of 22 available images, only 16 were used given their resolution and date (one position was used for each year, since some years are represented by more than one date). Shoreline was defined according to two proxies, in order to deepen its behavior comprehension and increase diagnosis accuracy: dune toe and wet/dry line (Stafford & Langfelder, 1971; Dolan *et al.*, 1978, 1979; Hayden *et al.*, 1978; Leatherman, 1983; Crowell *et al.*, 1991; Hoeke *et al.*, 2001; Battiau-Queney *et al.*, 2003; Boak & Turner, 2005; Cenci *et al.*, 2018). Transects were cast from a midshore baseline extending seawards, parallel to the general trend of the shoreline dataset, at 2 m intervals alongshore. Shoreline total length was slightly different for each analysis, since its range depends directly on the baseline and on the data regarding past positions. The resulting rates characterize erosion when shifts are landward (negative values), and accretion when seaward shifts occur (positive values). Shoreline diagnosis was based on the dominant behavior observed among DSAS mean rates, and it is classified according to Table 1.

Table 1 Classification of shoreline dynamic behavior according to DSAS shoreline change rates (m/year).

Class	Subclass	Shoreline Change Rate (m/year)
ACCRETION	Very High	> 2
	High	1 to 1.99
	Moderate	0.11 to 0.99
STABILITY	Stable	0 ± 0.10
EROSION	Moderate	-0.11 to -0.99
	High	-1 to -1.99
	Very High	< -2

Interannual evaluation (short-term) was made in order to identify the existence or absence of beach rotation between BB and FB, or even if it exists individually in each system. Wet/dry line proxy is represented by the daily maximum swash incursion (daily runup), so its variability is influenced by short-term dynamics. Since runup depends directly on wave climate, and so does beach rotation (Wiggins *et al.*, 2019), this proxy was considered the most adequate to perform the interannual analysis in order to detect seasonal patterns (Boak and Turner, 2005). The rates were calculated with 6 and 5 shoreline positions, covering a period of 15 (2004-2019) and 10 years (2009-2019), respectively for summer and for winter.

Interdecadal analysis (medium-term) was based on both proxies. Dune toe change rates were calculated from 14 shoreline positions, and wet/dry line rates considered 16 positions, both covering a period of 41 years, from 1978 to 2019. The number of shorelines analyzed is attributed to the proxy visibility in the images.

4. Results

4.1 Geologic scale – GPR

GPR data acquisition resulted in two subsurface profiles, one for FB and one for BB, shown respectively in Figure 3.

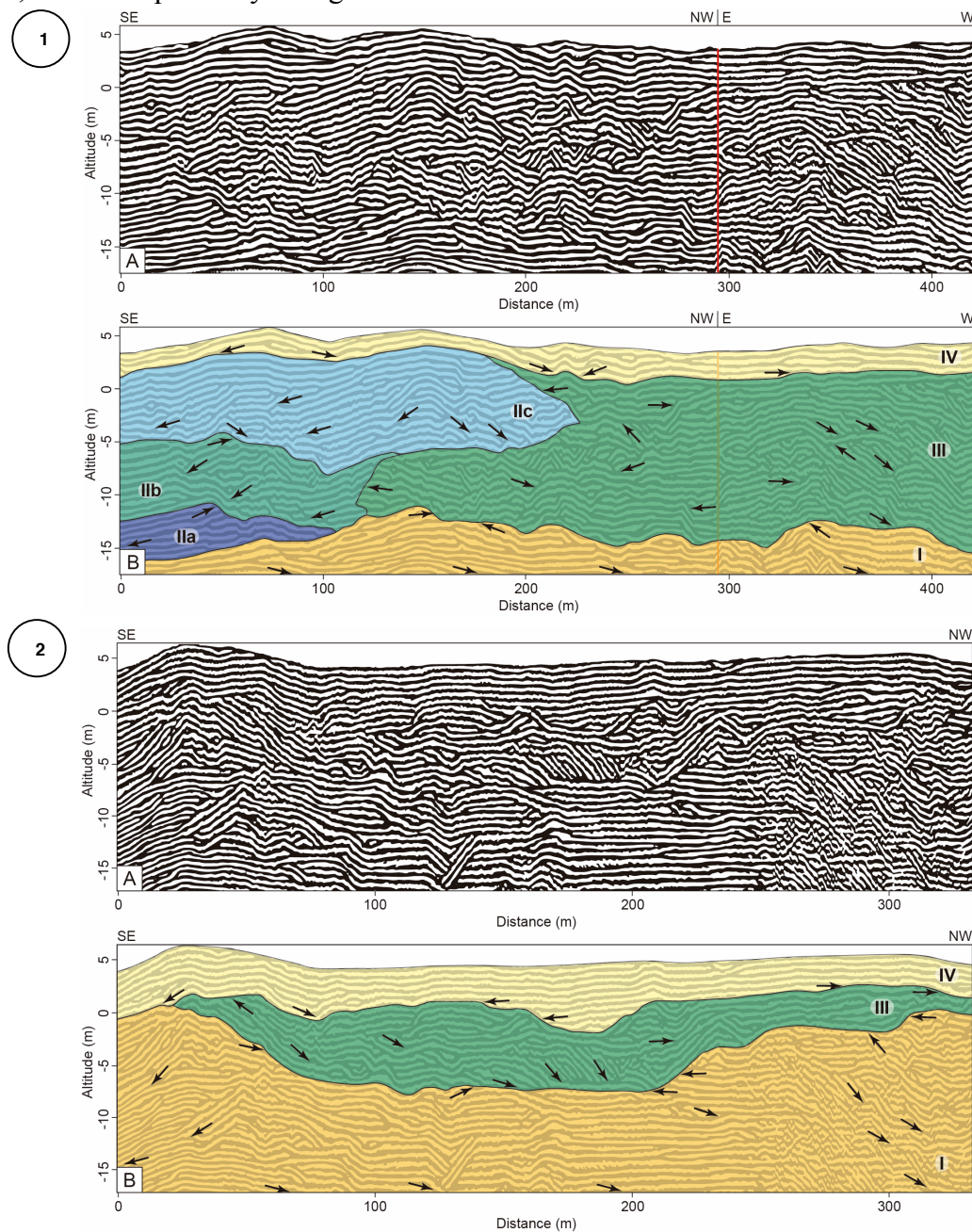


Figure 3. 1) Ferrugem Beach profile containing four distinct units: I. Pleistocene substrate deposit, II. beach profile deposits, III. lagoon/channel deposits, and IV. aeolian deposits. The red line across the section indicates a change of profile acquisition direction. 2) Barra Beach profile comprising units I, III and IV. Both sections show similar depositional systems. However, FB's section presents beach deposits (a consequence of progradation), that are absent for BB's record.

The interpretation of reflectors for both profiles allowed the identification of four distinct depositional units: I) Pleistocene substrate deposit, II) beach profile deposits (emerged and submerged), III) lagoon/channel deposits and IV) aeolian deposits. However, unit II only appears on FB's profile.

Unit I has high amplitude signal reflections, occurring continuously along the lower portion of the profiles, associated with hyperbolic diffractions. These are common characteristics of paleo soils and/or rock fractures, especially considering the position it occurs in regard of rock basements. This unit is found in both GPR sections, and it probably corresponds to the Pleistocene substrate (showing some influence of the crystalline basement). Unit II only occurs in FB's profile. It has essentially high amplitude reflections with continuous and wavy reflectors, with many downlap terminations, leaning mainly towards the ocean (in between -4 m and -10 m, reflectors dip towards the ocean and the continent). Nonetheless, it presents three different visual patterns. This unit is associated with the beach system, and the distinct characteristics within are attributed to its sub-environments: IIa) lower shoreface – reflectors are slightly sinuous and continuous, with a low dipping angle seawards; IIb) upper shoreface – this subclass showed the waviest pattern observed among unit II; reflectors are somewhat discontinuous, and present a multidirectional dipping behavior, although it is predominantly towards the ocean; IIc) backshore/foreshore – it comprises the longest sub-environment of unit II, with continuous reflectors varying from parallel to oblique, with a low angle dipping seawards, and an almost plan pattern. It also has reflectors leaning towards the continent in its interdigitated limit with unit III. Unit III is characterized by high amplitude reflectors with a moderate continuity. The unit presents reflectors dipping towards divergent directions between the two GPR profiles, with medium to high angles. BB presents reflectors dipping dominantly landwards, while FB's reflectors dip predominantly seawards. Unit III has an interdigitated contact with units IIb and IIc in the FB GPR record (Fig. 3.1), and it is also horizontally covered in both subsurface profiles by unit IV, which corresponds to aeolian deposits defined by reflections of high amplitude, and continuous reflectors that are slightly wavy (low angle).

The majority of seaward-dipping reflectors, specially associated with unit II, and the preservation of lagoon deposits in the GPR record of FB indicates an overall progradational behavior (regressive shoreline). Top reflectors of unit IV at BB's section are parallel and subparallel, with a classical aggradational piling up pattern. However, this pattern is a consequence of the orientation of the GPR profile acquisition, which was

transverse to the development of an extensive dunefield towards the SW (Fig. 1). Therefore, the dominant reflectors of unit III, dipping towards the continent, combined with the exposure of Pleistocene deposits at the backshore sustain that BB is part of a retrogradational barrier with a transgressive shoreline.

4.2 Historical scale – DSAS

The mean shoreline change rates are displayed in Table 2, with their respective information regarding time scale, proxy and statistical method being used, for the two environments under investigation. The negative values express erosion, while positive rates characterize accretion. Minimum and maximum rates showed outliers associated with the EPR method (*e.g.* maximum rates for BB and FB during winter), mainly referring to EL surroundings. The details of each DSAS analysis are explained separately along the next sections.

Table 2 Shoreline change rates and general diagnosis of dynamic behavior of BB and FB. The negative values express erosion, while positive rates characterize accretion.

Environmental System	Time Scale	Proxy	Mean rate (m/year) \pm uncertainty			General Diagnosis
			EPR*	LRR*	WLR*	
Barra Beach	Interdecadal - 41 years	Dune toe	-0.53 \pm 1.28	-0.61 \pm 0.16	-0.89 \pm 0.33	Moderate erosion
			Min. = -4.28	Min. = -3.66	Min. = -9.50	
			Max. = 1.38	Max. = 0.10	Max. = 0.78	
	Interannual - summer	Wet/dry line	-0.38 \pm 0.60	-0.65 \pm 0.47	-2.38 \pm 1.31	Moderate erosion
			Min. = -3.11	Min. = -2.79	Min. = -8.45	
			Max. = 1.39	Max. = 1.09	Max. = 7.61	
Interannual - winter	Wet/dry line	-3.14 \pm 0.22	-2.56 \pm 1.30	-3.63 \pm 2.16	Very high erosion	
		Min. = -44.49	Min. = -27.73	Min. = -27.75		
		Max. = 46.37	Max. = -0.99	Max. = -1.04		
Ferrugem Beach	Interdecadal - 41 years	Dune toe	-0.99 \pm 0.12	-0.40 \pm 2.32	-0.22 \pm 3.41	Moderate erosion
			Min. = -6.20	Min. = -6.84	Min. = -7.64	
			Max. = 22.58	Max. = 19.69	Max. = 16.44	
	Interdecadal - 41 years	Dune toe	0.45 \pm 0.11	0.39 \pm 0.09	0.26 \pm 0.15	Moderate accretion
			Min. = -0.14	Min. = -0.13	Min. = -0.40	
			Max. = 6.22	Max. = 2.93	Max. = 3.23	
Interdecadal - 41 years	Wet/dry line	0.18 \pm 1.25	0.07 \pm 0.25	-0.38 \pm 0.30	Stable to moderate accretion	
		Min. = -1.09	Min. = -1.15	Min. = -1.23		
		Max. = 3.08	Max. = 1.88	Max. = 2.01		

Interannual - summer	-1.56 ± 0.51 Min. = -8.56 Max. = -0.29	-1.18 ± 1.99 Min. = -7.98 Max. = 0.01	-0.88 ± 1.82 Min. = -7.61 Max. = 0.47	Moderate to high erosion
Interannual - winter	-1.28 ± 1.07 Min. = -3.81 Max. = 30.22	-0.97 ± 0.61 Min. = -2.83 Max. = 1.67	-0.68 ± 0.69 Min. = -2.61 Max. = 1.26	Moderate to high erosion

* EPR – end point rate; LRR – linear regression rate; WLR – weighted linear regression. See Material and Methods section for details.

The overall evolution along the last 41 years is in agreement with the GPR records. BB has a mean retreat value similar for both proxies, and FB is progradational for dune toe and wet/dry line, but the mean values differ at least in one order of magnitude for LRR and WLR. Table 3 shows the net shoreline movement (NSM), in meters, for both proxies and for the three statistical methods used herein. NSM and most of the discussions are based on the LRR, since the method considers all data available, regardless of changes in behavior or accuracy, besides being one of the most effective and accepted statistical techniques to determine shoreline changes (Dolan *et al.*, 1992; Crowell *et al.*, 1997; Thieler *et al.*, 2009; Himmelstoss *et al.*, 2018).

Table 3 Net shoreline movement (NSM), in meters (m), for the last 41 years, at BB and FB, considering the dune toe and the wet/dry line proxies.

Environmental System	Proxy	Net Shoreline Movement - NSM (m)		
		EPR	LRR	WLR
Barra Beach	Dune toe	-21.73	-25.01	-36.49
	Wet/dry line	-15.58	-26.65	-97.58
Ferrugem Beach	Dune toe	18.45	15.99	10.66
	Wet/dry line	7.38	2.87	-15.58

BB has a mean retreat value similar for both proxies according to the LRR, and also for the dune toe EPR, demonstrating methodological precision. Wet/dry line for EPR indicates the smallest retreat among all methods. WLR demonstrated overestimates when compared to EPR and LRR. Thus, the NSM indicates that BB eroded at least 15 m in the last four decades.

FB is mainly progradational for all proxies and statistical methods, with the exception of the wet/dry line under the WLR method. However, the mean accretive values differ in order of magnitude when a comparison is made between proxies. In disregard of

the outlier for the WLR (wet/dry line), EPR and LRR dune toe NSM are 2.5 and 5.6 times greater than the wet/dry line displacement, respectively, with a mean positive NSM of 11.07 m in the last 41 years (considering all rates, except the outlier).

4.2.1 Interdecadal

The thematic maps of BB and FB, with the corresponding shoreline change rates alongshore, are displayed in Figure 4 (Dune Toe) and Figure 5 (Wet/Dry Line), respectively. Results indicate that BB is under erosion, and FB is mostly accretive for both proxies. The rates for both beaches are in general accordance with the GPR records.

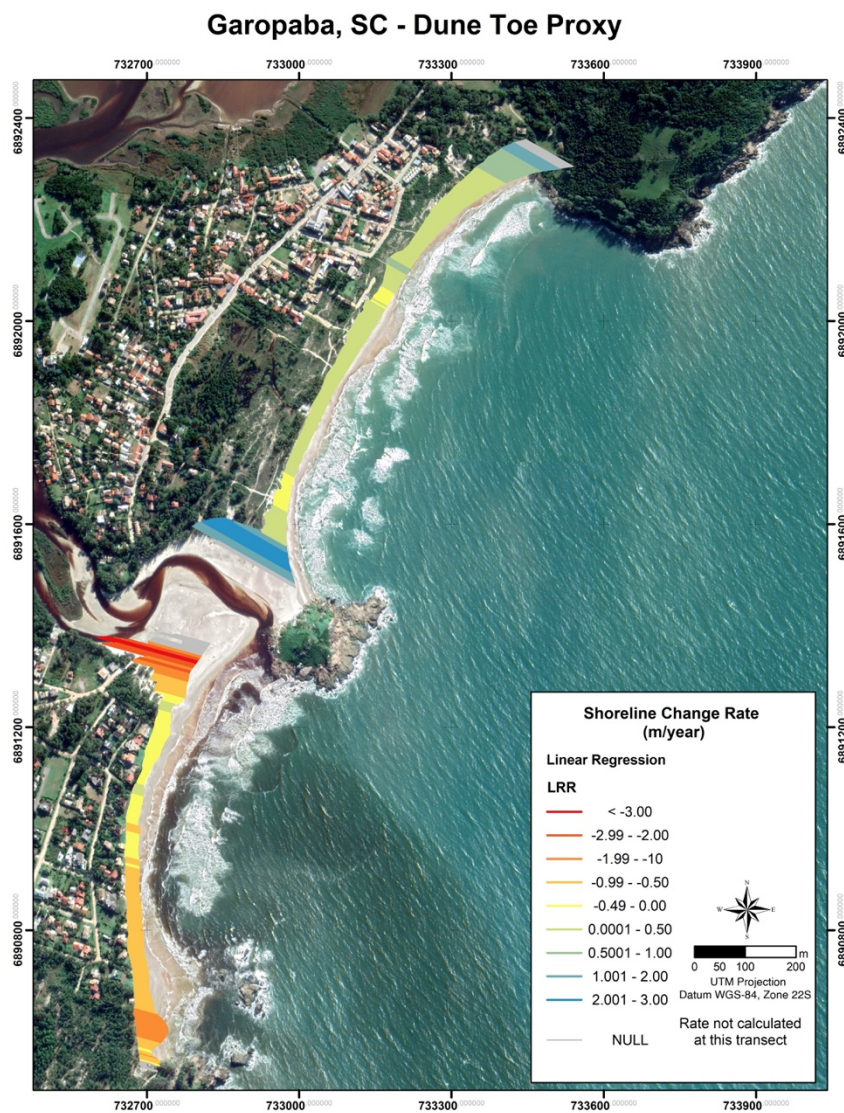


Figure 4. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB considering the dune toe proxy and the interdecadal time scale (41 years, from 1978 to 2019). Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions.

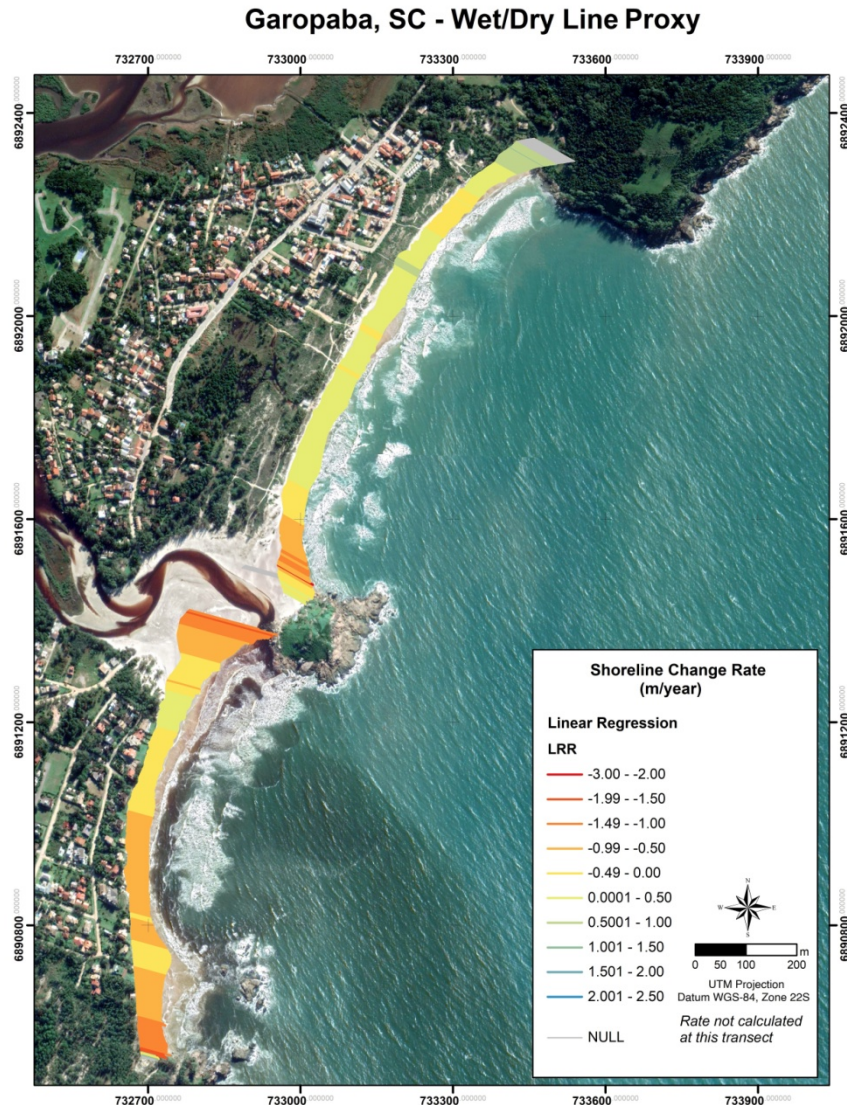


Figure 5. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB considering the wet/dry line proxy and the interdecadal time scale (41 years, from 1978 to 2019). Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions.

4.2.1.1 Dune toe proxy

The dune toe proxy evaluation was based on 14 shoreline positions, covering a period of 41 years (1978 – 2019). For many stretches, the proxy coincided with the vegetation line and with erosion scarps for FB and BB, respectively. All three statistical methods indicate that FB is accretive ($LRR = 0.39 \pm 0.09$ m/year), and BB is under erosion ($LRR = -0.61 \pm 0.16$ m/year), contrasting patterns between two adjacent beach systems. Results for both beaches are in accordance with the subsurface long-term records (GPR), meaning FB and BB are, respectively, progradational and retrogradational for short, medium and long-terms (Figs. 3, 4, 5).

The mean rates indicate that BB is under a moderate erosion process, although the minimum value (-3.66 m/year for LRR) and the map of Fig. 4 show that some stretches are suffering a high to a very high erosion. Among the 830 m of shoreline evaluated through LRR, 738 m (88.92%) are erosive and 92 m (11.08%) are stable. Erosive hotspots occur around EL mouth and in the southern end of the beach, close to a shadow zone (SZ), originated by a subaquatic rocky islet. The only two stable locations (LRR rates \approx 0.10 m/year), represented by green in Fig. 4, are associated with zones without urban occupation close to the shoreline, which still allow the natural cyclical migration of sediments and justify the reduced erosion in these specific places.

FB presented mean change rates classified as moderate accretion, and few stretches undergo rates $<$ -0.10 m/year (minimum rate for LRR = -0.13 m/year). For the LRR analysis, 1054 m of shoreline were evaluated, and 926 m (87.85%) are under accretion, 120 m (11.39%) are stable and only 8 m (0.76%) are erosive. A subtle variability between stability and accretion occurs, but the dominant behavior is accretive (progradational), in agreement with the GPR records. The accretion maximums are close to EL mouth and to the northern corner of the beach.

4.2.1.2 Wet/dry line proxy

The wet/dry line analysis considered 16 shoreline positions, also covering a period of 41 years (1978 – 2019). The results are similar to the ones found with dune toe proxy: FB is stable to moderately accretive (LRR = 0.07 ± 0.25 m/year), and BB is under moderate erosion (LRR = -0.65 ± 0.47 m/year) as shown in Fig. 5. However, when compared to the dune toe results, the mean rates for LRR and WLR show a more intense erosive process occurring at BB, and lower accretion rates for FB for all statistical methods, which allows to re-classify FB as stable. The shoreline change rates are once again in accordance with the subsurface records (GPR) for both beaches. It is important to notice that the maximum and minimum rates for BB are smoother in terms of erosion, although the mean rates are greater when compared to the other proxy (except for the EPR).

Results indicate that BB is 91.07% erosive (938 m from a total of 1030 m analyzed shoreline), and it varies its erosion intensity from moderate to very high. Besides that, BB presented a 5.63% (58 m) accretive shoreline (maximum for LRR = 1.09 m/year), a null percentage for the dune toe proxy. The accretive stretch is located on the northern zone of the beach, in the extremity in front of the dunefield, and this may be attributed to the

absence of urban occupation adjacent to the shoreline, as seen in the results of the previous section. As for the dune toe proxy, erosive maximums occur close to EL mouth, and to the south of BB due to the SZ.

According to the resulting rates, accretion is the most representative pattern of FB behavior (48.25% or 550 m from a total of 1140 m long shoreline). However, the sum of erosion and stability represents 51.75% of its trend, and so the general diagnosis is variable under the wet/dry line perspective. Maximum accretive rates do not correspond to the ones found with the dune toe proxy (Fig. 4). While EL mouth vicinity is the most accretive area for the dune toe, it presents the highest erosion rates for the wet/dry line proxy. This variability is attributed to the proxy susceptibility to wave climate, as mentioned before. The most accretive rates for wet/dry line occur in the central area and in the northern corner of FB.

4.2.2 Interannual

The maps shown in Figure 6 and Figure 7 suggest that beach rotation occurs between BB and FB, but not in a symmetrical way, that means the system erosion and accretion rates do not vary proportionally between the seasons and the beaches. In this analysis, all rates resulted in erosion, which may be attributed to the disadvantages of the wet/dry line proxy.

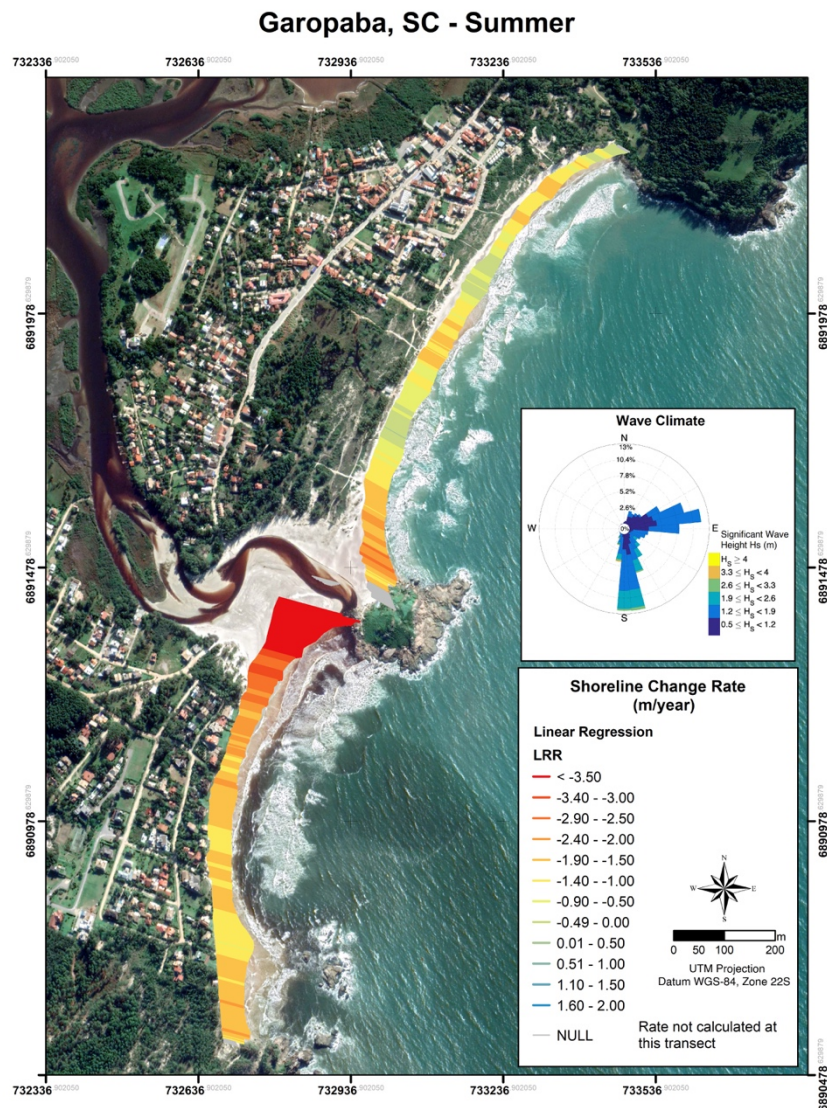


Figure 6. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB during summer season. Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. Wave rose is referring to summer wave climate in SC, based on data acquired by *Rede Ondas* project with a directional waverider buoy. Wave data is available in *RedeOndas* project public data base (<https://redeondas.furg.br/pt/>).

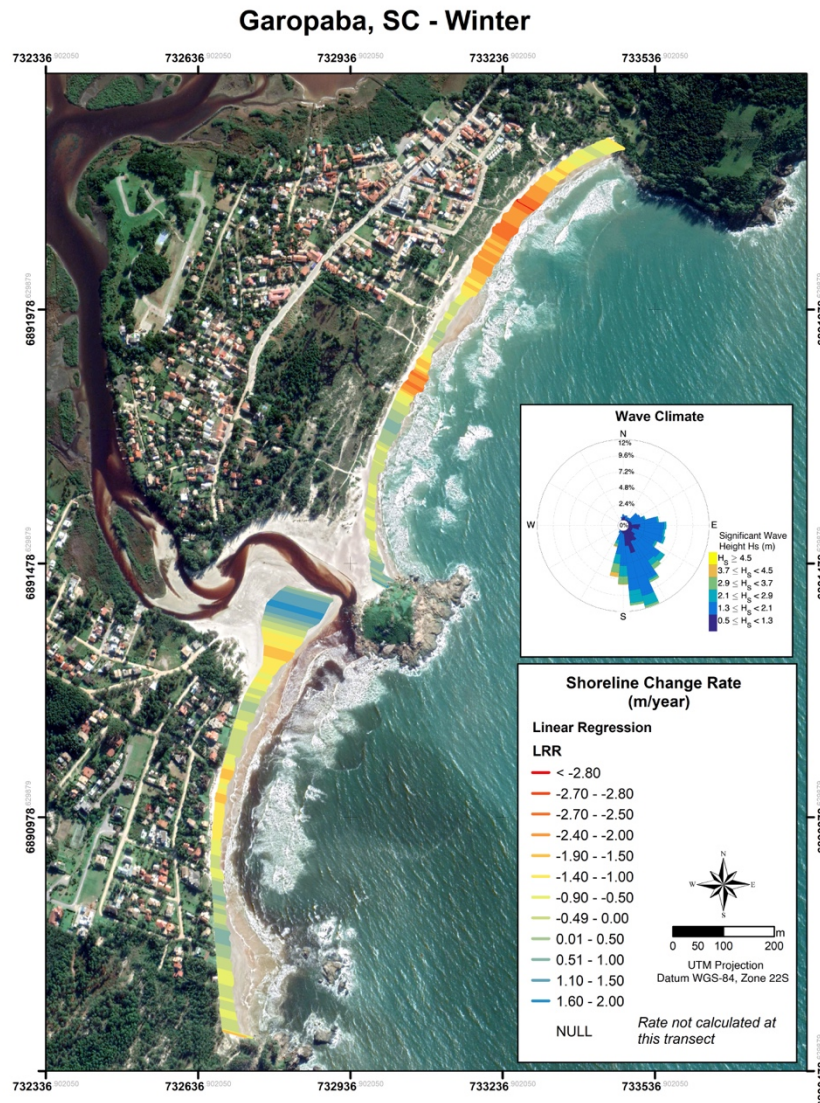


Figure 7. Shoreline change rates, in meters per year, for BB and FB during winter season. Rates are based on the LRR method, and the color scheme attributes the hot tones (orange to red) to erosion, cold tones (blue to green) to accretion, and yellow tones to stable conditions. Wave rose is referring to summer wave climate in SC, based on data acquired by *RedeOndas* project with a directional waverider buoy. Wave data is available in *RedeOndas* project public data base (<https://redeondas.furg.br/pt/>).

During summer, LRR mean rates are -2.56 ± 1.30 m/year and -1.18 ± 1.99 m/year, for BB and FB, respectively. Although both systems are erosive, BB has very high erosion rates, with minimum and maximum rates of -27.73 m/year and -0.99 m/year; FB presented stable and accretive stretches once again. Thus, both beaches are in agreement with their long-term evolution. FB's erosive hotspots are associated with the areas more exposed to the incidence of waves (from E and S), as seen in the map and in the wave rose (Figs. 6, 7). The E wave climate has an almost normal angle to BB's shoreline orientation, making its whole extension exposed to wave action, and consequently, to erosion.

In the winter, the mean shoreline change rate for FB is bigger than its summer rate (-0.97 ± 0.61 m/year $>$ -1.18 ± 1.99 m/year), and the same summer erosive hotspots appear during the cold season, but they are more intense. The intensification of these hotspots is associated with the wave climate, since SE waves are more energetic and their angle of attack is perpendicular to the coast. Concomitantly, BB mean erosion rate is also bigger than in the summer (-0.40 ± 2.32 m/year $>$ -2.56 ± 1.30 m/year), and it has stable to mildly accretive zones, which are in disparity with the long-term transgressive trend. It is the behavior alongshore that allows to identify beach rotation, not only the mean rates. The stability of some stretches of BB during winter may suggest the occurrence of beach rotation, since the overall behavior of this beach is erosive. The stabilization rates imply that BB is receiving a sufficient volume of sediments to reduce its erosion rates, but not to stop the short to long term erosive scenario.

Additionally, interannual analysis showed that besides being involved in a beach rotation system with BB, FB also rotates itself. For summer, southern FB is erosive and the northern corner is protected from the E wave climate, thus presenting more stability. During winter, the opposite happens: northern FB presents high erosion rates (with the exception of the tip right before the headlands), given the energetic SE waves, and a well developed SZ appears to the south of the system, making this area stable to accretive.

5. Discussion

5.1 Geologic scale – GPR

GPR records indicated that FB is progradational (regressive shoreline) while BB has a transgressive shoreline in a retrogradational barrier system (Fig. 3). Two different epochs of the Quaternary period were identified for both beaches: Pleistocene and Holocene. The Pleistocene is represented by unit I, a stratified substrate, which is truncated by the superior units below -12 m of depth at FB, and shallower at BB, around -5 m. This unit may be associated with the Barrier III of the recognized barrier-lagoon system of RS and SC (Villwock *et al.*, 1986; Hesp *et al.*, 2009) or it may be attributed to the MIS 3 barrier, as described by Dillenburg *et al.* (2019). The Holocene is represented by units II, only for FB (Fig. 3.1), and III and IV, in both sections of Fig. 3.

Long-term progradational behavior of FB is characterized by the beach deposits associated with unit II (backshore/foreshore, upper shoreface, lower shoreface) and their seawards dipping reflectors, with the upper backshore/foreshore deposits covered by aeolian deposits (unit IV). These are similar to the ones found for the regressive barrier

of Pinheira, located to the north of Garopaba (Barboza *et al.*, 2009, 2014b; Dillenburg *et al.*, 2014). The absence of unit II at BB's section (Fig. 3.2) indicates the non-occurrence of a long-term progradation.

Unit III is identified as part of an ancient lagoon/inlet system, and the current existence of EL corroborates with this interpretation. BB's GPR profile displayed some truncations and downlap reflectors between units I and III, representing architectural elements typical of a paleo channel. The paleo channel may be associated with Encantada Lagoon (EL), and since lagoonal deposits are seen at both profiles, EL's extent might have been wider during the maximum sea-level of 1 to 3 m above the present one at 5.6 ka (Angulo *et al.*, 2006). At FB, the contact of unit III with beach deposits (unit II) marks a change between different depositional systems. As the sediment input increased along time, FB prograded interdigitating the lagoon deposit in its back end (Fig. 3.1), originating, possibly, small deltas (Rosa *et al.*, 2016) and/or washover fans, also associated with the present-day EL. Kuhn (2017) identified marine deposits over lagoonal depositional systems through a palynological study in Garopaba, supporting the depositional conditions found in the current GPR records, and once more, FB's progradational long-term trend.

Unit IV consists of an aeolian deposit in both sections, formed under different circumstances. BB's aeolian layer presents plan-parallel to subparallel reflectors, piling up over units I and III (aggradational process) (Fig. 3.2). These plan-parallel reflectors indicate that the aeolian deposit (unit IV) can be correlated with the transgressive dunefield (surface deposit) right behind Ouvidor Beach (Fig. 1), since further into the continent, this deposit comprehends a thick aeolian coverage over a shallow rising crystalline basement, classical of aggradational barriers (Barboza *et al.*, 2009, 2011; Dillenburg & Hesp, 2009). However, the dominant landwards-dipping direction of reflectors, and the Pleistocene deposit exposure on the backshore demonstrate that BB is a retrogradational barrier with a transgressive shoreline. The presence of an extensive dunefield at the closest southern beach (Ouvidor Beach) corroborates with the transgressive shoreline behavior found herein, also observed by Barboza & Rosa (2014) to the south of Pelotas Basin.

Vegetation is promoting the stabilization of the transgressive dunefield of Ouvidor Beach, and this can be correlated with the decay of the aeolian input in the system, as it occurs at Cigana and Cardoso beaches, to the south of Santa Catarina state (Oliveira *et al.*, 2017). Hence, a potential source of sediments for BB is diminished, sustaining,

partially a long-term trend towards shoreline transgression. Notwithstanding, the aeolian deposit at FB profile is narrower and also common in progradational coastal sectors (Barboza *et al.*, 2009, 2014b; Dillenburg *et al.*, 2014; Oliveira *et al.*, 2019).

5.2 Historical scale – DSAS

5.2.1 Interdecadal

Mean shoreline rates indicated that FB is an accretive beach, in accordance with its long-term subsurface progradational trend, while BB undergoes erosion, also in agreement with its long-term transgressive shoreline (Figs. 3, 4, 5). Although BB results are relatively precise (except for WLR), when the net shoreline movement (NSM) is considered, FB progradation is discrepant between proxies (Table 2). For the dune toe proxy, the beach prograded approximately 16 m in the last 41 years, but under the wet/dry line proxy the accretion corresponds roughly to 3 m (Table 3). The differences and the negative WLR outlier are attributed to proxy efficiency for the given study area (Table 2). Since Garopaba has an energetic wave climate throughout the whole year (Araújo *et al.*, 2003), when wet/dry line is considered, erosion is overestimated and at the same time accretion can be smoothen (Fig. 5). Proxy performances will be further discussed in the sections below.

5.2.1.1 Dune toe proxy

The results demonstrated that FB is an accretive system, while BB is undergoing erosion. The general diagnoses confirm what has been reported by the local population and tourists in front of visual indicators of erosion and storm impacts (Fig. 1b), and also demonstrate a discrepant behavior between two adjacent beaches. The conflicting shoreline behavior is similar to some beaches studied by Galgano (2007) at the East Coast of the United States, where some segments of a beach (or the whole system) present erosion rates significantly higher than the change rates observed for adjoining areas. These places commonly occur in the vicinity of inlets, just like EL's mouth, and their identification is very relevant, since erosion may cause the loss of property and coastal habitat (Dean, 1999; Raloff, 2005; IPCC, 2014), as it is already seen at BB (Fig. 1b). Other studies also observed that the most persistent and damaging erosion areas result from natural causes, more specifically, when beaches are located directly downdrift of inlets, experiencing high-erosion rates (Leatherman *et al.*, 1987; Dean & Work, 1993; Douglas & Walther, 1994; Fenster & Dolan, 1994; Bruun, 1995; Mehta, 1996; Galgano

et al., 1998; Komar, 1998; Hanson & Kraus, 2001; Kraus & Galgano, 2001; Keshtpoor *et al.*, 2015; Serafim *et al.*, 2019). Although the net littoral drift at SC is northwards, some authors identified southwards currents that may be responsible for the downdrift erosion of BB. Serafim *et al.* (2019) analyzed the potential longshore drift along SC coast, and noted that east waves originate predominantly southward currents, and that this is also the prevailing drift direction at the south-centered sector of the state. Oliveira *et al.* (2020) simulated three wave scenarios for BB, finding that the dominant wave climate (S, SE and E) produces strong longshore currents towards the south (Figure 8), intensifying EL's discharge erosive potential. Moreover, the anthropic interference intensifies the erosion at BB through urban occupation close to the shoreline and through the periodically artificial opening of EL (Netto, 2018), as seen in other beaches influenced by inlet dynamics (Komar, 1998; Galgano, 2007; Keshtpoor *et al.*, 2015; Beck & Wang, 2019; Zhang *et al.*, 2019).

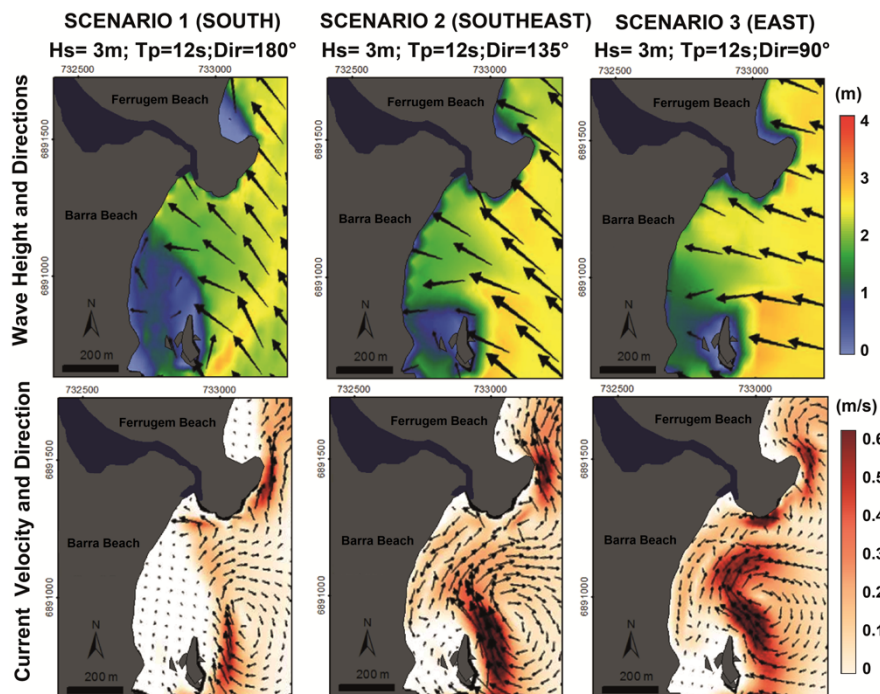


Figure 8. Wave height (m) and current velocity (m/s) simulated by Oliveira *et al.* (2020) for three different scenarios of wave direction: south (left), southeast (center) and east (right). Southwards longshore currents are generated under both SE and E waves, and a shadow zone occurs permanently at the southern end of BB for all conditions. Source: Oliveira *et al.* (2020).

The erosive hotspots at BB occur around EL mouth, given its location right next to the the inlet discharge, as mentioned above in this section, and to the south of the beach, next to a shadow zone (SZ) conditioned by a subaquatic rocky islet (Figs. 4). The SZ protects this small zone from wave action, and a cusp is formed right onshore of the SZ

due to the presence of low longshore currents, allowing sediment deposition as noted by Oliveira *et al.* (2020) (Fig. 8), and also seen clearly in the current study (Figs. 4, 5). However, the mean change rate for this stretch still indicates erosion, as a response to the many factors involved in BB's sediment budget, such as its east-faced orientation, making it more exposed to wave action, and so, vulnerable in front of storms. Adversely, BB presents some stable stretches right in front of unoccupied areas, as also found by Oliveira *et al.* (2020), suggesting that there is still a space that allows the natural cycle of sediment migration throughout the year.

Santa Catarina state is regularly exposed to storms associated with polar fronts and extratropical cyclones, making coastal flooding and beach erosion common issues along the coast (Rodrigues *et al.*, 2004; Bonetti *et al.*, 2013; Klein & Short, 2016; Serafim & Bonetti, 2017). Rudorff *et al.* (2014) stated that the most severe effects of these energetic events are correlated with areas where the urbanization is close to the coastline, specially where it interrupts the natural cycle of sediment transport. Oliveira *et al.* (2020) assessed the impacts of storm waves at BB, and identified that erosive hotspots are concentrated at the sectors with more anthropization associated, supporting the inclusion of Garopaba in the list of the ten most affected cities by storm surges in SC proposed by Rudorff *et al.* (2014). Storm-driven erosion is typically followed by beach recovery. However, some episodes may produce a footprint that combined with the presence of coastal structures, will limit the beach ability to overcome the impacts (Anderson *et al.*, 2010; Vousdoukas, 2012; Masselink *et al.*, 2016; Cooper *et al.*, 2018). Therefore, the impossibility of reestablishing its natural conditions after storms, probably makes BB loses its sediments to the submerged part of the beach profile, in a way it does not come back to the system's subaerial segment. This condition leads to erosion, and make the backshore more vulnerable to episodic coastal flooding and its negative consequences (Vitousek *et al.*, 2017; Barnard *et al.*, 2019; Pollard *et al.*, 2019; Serafin *et al.*, 2019).

BB erosive behavior can be partially explained by its lack of sediment sources, and so its location. The net littoral drift of SC occurs from south to north-northeast (Tomazelli & Villwock, 1992; Giannini, 1993; Siegle & Asp, 2007; CPE, 2009; Vieira da Silva *et al.*, 2016; Klein & Short, 2016;), favoring sand bypassing around Índio Mount from BB to FB, as seen at other locations along the state (Short & Masselink, 1999; Klein, 2004; Klein *et al.*, 2010; Klein & Short, 2016; Vieira da Silva *et al.*, 2016). Although alongshore transport can be reverted (Miot da Silva *et al.*, 2006; Mazzer *et al.*, 2008) and southern drift reaches BB (Serafim *et al.*, 2019; Oliveira *et al.*, 2020), its subaerial

accommodation space is small, given urban occupation is very close to the shoreline, and BB is under an intermediate to reflective morphodynamic stage (Pacheco, 2015; Klein & Short, 2016), not allowing the incoming input to deposit on the backshore. Furthermore, as previously mentioned, BB's shoreline orientation is directly exposed to wave action (Fig. 6), like some east-facing northern beaches at Florianópolis Island. These systems have an entirely subaqueous bypassing, with sand being lost and received from the inner shelf (Vieira da Silva *et al.*, 2016). Considering DSAS rates (Table 2; Figs. 4, 5), it is evident that the loss of sediments to the shelf is not fully recovered at BB, and this is also attributed to urban occupation adjacent to the shoreline, decreasing the system natural capacity to accommodate and recover from erosion (Small & Nicholls, 2003; Cooper & Jackson, 2019). Urban occupation on coastal zones can inhibit the natural adaptation of the coastline in front of hydrodynamic factors such as energetic wave conditions and sea level rise (Masselink *et al.*, 2020). So, its adaptive capacity to migrate landwards without any loss of coastal habitats is diminished, and sediments already lost are hardly deposited back on the beach since there is less space available to it.

Some authors suggest that during high energy events, sediment can “leak” around headlands, sourcing adjacent embayed beaches with sand (Vieira da Silva *et al.*, 2018; McCarroll *et al.*, 2018; Valiente *et al.*, 2019). This doesn't seem to happen at BB because neither its long-term behavior nor its medium-term present a positive shoreline response. Moreover, BB is around 2 km far from its closest southern beach: Ouvidor Beach (Fig. 1). Ouvidor is a small bay, with long and rugged headlands that make sediment transport towards BB difficult, reducing even more the sand sources available for the beach.

Headland bypassing at the south-centered region of SC occurs accordingly to the littoral drift, however wind-driven overpassing is in the opposite direction, to the south (Hein *et al.*, 2012; Klein & Short, 2016). The resulting aeolian transport does not provide BB with sediments; these particles tend to be transported landward to a transgressive dunefield right behind Ouvidor Beach (Fig. 1). These transgressive dunes are commonly associated to retrogradational barrier behavior, as seen in the GPR record for BB (Fig. 3.2), and at another locations in Rio Grande do Sul state (Hesp *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2008; Barboza *et al.*, 2013; Dillenburg *et al.*, 2013; Hesp, 2013).

The progradational nature of FB is also associated with its location. FB has a protruding northern headland, approximately 400 m long towards the ocean, and it partially interrupts the alongshore transport, accumulating a significantly volume of sediments right against it, as observed in some regions nearby Garopaba (Klein *et al.*,

2002, 2010, 2019; Porpilho *et al.*, 2015; Vieira da Silva *et al.*, 2016). Thus, the accretive maximums are found associated with the northern corner of FB, and close to EL's mouth. High accretion rates close to the inlet may be attributed to the discharge input and its tendency to migrate northwards, a dominant inlet evolution pattern in Santa Catarina state (Piérri, 2005; Klein *et al.*, 2006; Vieira da Silva, 2009; Cassiano & Siegle, 2010; Bhering, 2012) given the net littoral drift direction (Tomazelli & Villwock, 1992; Giannini, 1993; Siegle & Asp, 2007; CPE, 2009; Klein & Short, 2016). Therefore, the bypassing has a resulting direction to FB, promoted by the hydrodynamics and the promontory retaining potential. The net losses and gains between adjacent bays evince the sediment transport within each other, indicating the occurrence of beach rotation (Burvingt *et al.*, 2018; Wiggins *et al.*, 2019). Moreover, the discharge from EL is partially trapped by the the Índio Mount, supporting the convergence of sediments against it, and favoring the transport towards FB through sand bypassing, as described before.

The compatibility between DSAS rates and the GPR records indicate that the dune toe proxy has a good signal referring to medium-long term shoreline evolution. In front of aeolian and hydrodynamic agents, the dune toe is more susceptible to erosion than to accretion, mostly during high energy events, and so dune deposition rates are slower than erosion rates (Stafford & Langfelder, 1971; Pye & Blott, 2016). The protective potential against wave action and flooding makes dunes an advantageous proxy in detecting erosive tendencies, since it is easier to distinguish three shoreline displacement states: pre-erosive, erosive and post-erosive/post-storm (Carter *et al.*, 1990). Therefore, shoreline progradation may be neglected in some cases considering short and medium terms, since temporal coverage is not always suitable to detect it (Boak and Turner, 2005; Del Río *et al.*, 2013). Notwithstanding, the dataset of this study was sufficient to find change rates in accordance with the long-term records. The results demonstrated that long evolution scale is well evaluated with this proxy given dunes registered long-term coastal tendencies with more accuracy when compared to the rates obtained with wet/dry line proxy, explained thoroughly in the section 5.2.1.2 below.

5.2.1.2 Wet/dry line proxy

The wet/dry proxy results are similar to the dune toe rates. BB is once more classified as a moderate erosive beach, with an LRR = -0.65 ± 0.47 m/year, a value very close to the one found with the dune toe proxy (LRR = -0.61 ± 0.16 m/year). Notwithstanding, FB rates pointed different shoreline behaviors for each statistical method: moderately

accretive for EPR, stable for LRR and moderately erosive for WLR. The disparity is mainly attributed to the parameters considered in each methodology.

Besides its simplicity and low computational demand advantages, EPR only considers two shoreline positions, neglecting the dynamic processes in between. Thus, changes in sign, magnitude and cyclical trends of the shoreline may be overlooked (Dolan *et al.*, 1992; Crowell *et al.*, 1997; Thieler *et al.*, 2009; Himmelstoss *et al.*, 2018). LRR is one of the most applied techniques to determine shoreline displacement behavior and rates of change (Dolan *et al.*, 1992; Crowell *et al.*, 1997; Esteves *et al.*, 2009; Mazzer & Dillenburg, 2009; Thieler *et al.*, 2009; Sheik & Chandrasekar, 2011; Jana *et al.*, 2014; Cenci *et al.*, 2018). The method allows the inclusion of multiple historical positions in the analysis, amplifying its capacity to detect tendencies. However, the resulting rates can be under or overestimated since its susceptibility to outlier effects is relevant (Dolan *et al.*, 1992; Himmelstoss *et al.*, 2018). WLR is similar to LRR, but its statistical calculation assigns a greater weight to the data of which shoreline uncertainty is smaller (Himmelstoss *et al.*, 2018). In this study, the energetic scenarios are predominant, and they were also given more weight since their position presented less geographical uncertainty associated with it (image processing), making WLR lean towards erosion. Therefore, the discrepant rates are attributed to the disadvantages of the techniques and to the energetic wave climate of Garopaba (Araújo *et al.*, 2003), which makes the proxy more continental due to its direct influence over runup, diminishing FB's accretion rates.

Although wet/dry line is widely used to study shoreline dynamics (Stafford & Langfelder, 1971; Dolan *et al.*, 1978; Hayden *et al.*, 1978; Crowell *et al.*, 1991; Boak & Turner, 2005), it was not effective in diagnosing the general accretive trend of an energetic beach like FB (Araújo *et al.*, 2003; Silveira *et al.*, 2011; Pacheco, 2015). The mean change rates for the last 41 years show that under the dune toe proxy, FB is accretive, in accordance with the GPR record, but when wet/dry line proxy is considered, it is dynamically stable. The wave climate over FB, a gentle sloped beach (Pacheco, 2015; Klein & Short, 2016), allows the runup to reach further distances into the continent, widening the wet sand area on the backshore. This is clearly seen at the erosive hotspot right next to the arm of EL inlet (Fig. 5), of which position in the backshore may blend with the runup's interface, leading to overestimated erosion rates. Furthermore, 9 out of 16 shoreline positions corresponded to dates in which storms and fronts are more frequent, also leading to more erosive scenarios. When compared to the dune toe proxy, the mean rates for BB and FB (LRR and WLR) were, respectively, greater in terms of

erosion and smaller in what refers to accretion. At the same time, the minimum and the maximums for both beaches were less representative of the main shoreline behavior (Table 2). It is important to notice that wet/dry proxy uncertainties are also bigger, indicating that this proxy is more variable, and it may lead to erosion overestimation and accretion minimization. Therefore, the wet/dry line proxy susceptibility to short-term hydrodynamics (Boak and Turner, 2005; Del Río *et al.*, 2013) gives it more uncertainty, resulting in inaccurately diagnoses of long-term scale shoreline trends.

As for the dune toe proxy, the erosive hotspots at BB are associated with the southern SZ, and downdrift of EL's mouth (Fig. 5), as discussed in the previous section. The stable to slightly accretive zones coincide with areas absent of urban occupation next to the shoreline (i.e. northern end of BB). Once again, indicating that the erosion is reduced where there is still a space allowing the natural cycle of dune migration in front of the hydrodynamics. According to the shoreline change rates (Fig. 5), the beach is predominantly erosive. However, there is a small stretch in its northern end progradating, an absent behavior for the dune toe proxy evaluation. Considering the long-term behavior, and the fact that the LRR maximum value of 1.09 m/year is not recurring along BB, it can be inferred that a few locations are stable, and are not nearly progradating.

Once more, FB rates are mostly accretive. Nonetheless, stability and erosion stretches are more representative under this proxy, which leads to a variable diagnosis between shoreline stability and accretion. The major accretion rates occurred to the northern corner of FB, related to the headlands, and in a small stretch at the center of the beach. Notwithstanding, not all accretive maximums correspond to the ones found with the dune toe proxy. Contrarily, the dune toe maximum located right next to the EL's mouth occurs at the same spot of the maximum erosion rate herein. The erosion associated with the inlet is partially attributed to the E wave climate (Rede Ondas, 2020), which angle of incidence is normal to the shoreline, making the beach more susceptible to wave energy and its erosive potential. Besides that, the position of the inlet arm in the backshore can be mixed with the runup limit, resulting in overestimated erosion rates.

5.2.2 Interannual variation

Once again, wet/dry line proxy capability of overestimating rates induced to erosive diagnoses for all scenarios. Thus, it is important to highlight that rates were analyzed considering their range between seasons since beach rotation requires one sector under erosion, and another one might be accreting, stable or eroding at a different rate

(Klein *et al.*, 2002). The maps for both summer and winter visually indicate beach rotation exists between BB and FB (Figs. 6, 7). Summer scenario shows an erosive shoreline at BB, and a mostly accretive FB. The E wave climate acts normal to BB's shoreline, eroding it acutely, at the same time FB experiences the shadowing of some zones and an input coming from the south (Fig. 8), making it more accretive. The opposite is observed for the winter: S-SE waves are more energetic, and their attack angle has a directly impact over FB's shoreline, causing its erosion, changing the sediment transport within the system, and so, beach rotation direction during the cold season. Although BB erosive behavior is smoothed in the winter, implying rotation is happening, it is not reverted. Therefore, beach rotation occurs asymmetrically, associated with each system location, form, structure, and so with its long-term behavior.

The asymmetry of headland protection has a major role on BB-FB system, resulting in a variant alongshore sediment budget in front of the arrival of different wave energy levels (McCarroll *et al.*, 2016), supplying FB positively. Besides protecting from wind exposure, the northern headland at FB blocks the longshore sediment transport from the south, promoting the accumulation of sand against it. This is frequently observed among Santa Catarina beaches: the rocky promontories trap sand on their downdrift position, and as the northward drift flows, sediments tend to move around the headlands, accumulating as subaquatic bars and/or on the updrift side of the promontory (Short & Masselink, 1999; Klein *et al.*, 2002, 2010, 2019; Miot da Silva *et al.*, 2012; Porpilha *et al.*, 2015; Vieira da Silva *et al.*, 2016). However, this pattern is not observed at the southern end of BB. The southernmost beach to BB is Ouvidor, and as mentioned in 5.2.1.1 section, this system is too protected and yet too far to supply BB with a positive budget of sediments.

Shoreline orientation and waves also play major roles in beach rotation, specially at locations in which the wave climate is bi-directional (Short & Masselink, 1999; Smith, 2001; Klein *et al.*, 2002, 2010, 2019; Goodwin *et al.*, 2013; Vieira da Silva *et al.*, 2018; Wiggins *et al.*, 2019). Burvingt *et al.* (2016) and Wiggins *et al.* (2019) observed that beaches faced towards the angle of wave approach present significant cross-shore morphological responses, and this can make both ends of the same system gain or loose sand concomitantly, but still operating the beach rotation phenomena overall. Both ends of BB-FB system are stable to slightly accretive during winter (Fig. 7), and so the rotation can be a function of variable cross-shore exchanges at different alongshore locations (Wiggins *et al.*, 2019). Oliveira *et al.* (2020) simulated three scenarios of wave directions

and longshore currents associated with it for BB. Although the beach is predominantly faced to the east, the results demonstrated differences among three sectors, indicating the influence of cross-shore processes. Furthermore, BB's downdrift of the inlet location enhances its erosive state. The net direction of littoral drift influences the discharge of EL in a way it isolates BB from significant sediment sources, making it experience persistent erosion, as seen through all the DSAS analysis herein (Table 2). All these factors contribute to the system's asymmetric nature.

The individual evaluation of FB shows that this environment also operates a small rotation itself, a typical phenomenon for headland bay beaches in Santa Catarina state (Klein *et al.*, 2002, 2010). During summer, the exposure to E waves makes the south more erosive, while the north end is protected by the headland (Fig. 6). SE waves revert this scenario during winter (Fig. 7), the north becomes under erosion, although the promontory still protects the area right next to it. Concomitantly, the south is in a SZ promoted by the wave climate, and it is accreting.

6. Coastal Management Application

The resulting thematic maps with the shoreline change rates along BB and FB are the main applicable tools to the coastal management. The rates are useful for calibrating and validating coastal numerical models (Hanson *et al.*, 1988), widely used by coastal engineers and managers when controlling land use, determining construction setback boundaries, and establishing coastal protection measures. Also, the rates can subsidize the forecasting of shoreline positions, since they represent the sum of all the factors involved in the beach dynamics in the last four decades. Thus, as for the past, a short-medium term erosion extent and magnitude can be estimated, and so erosion hazard lines or setback boundaries can be determined. It is important to notice that shoreline predictions have to account future sea level rise trends (Cooper & Pilkey, 2004; Woodroffe & Murray-Wallace, 2012; Vousdoukas *et al.*, 2020). Moreover, this delineation can assist legal property boundary definition (Morton and Speed, 1998) and improve the regulation of policies concerning coastal development (National Research Council, 1990), preventing and/or diminishing the impacts associated with storms and flooding.

Notwithstanding, BB urbanization development is disordered and very close to the shoreline, in a way many of the incoming coastal hazards cannot be avoided. The identification of erosive hotspots is an important step towards the delineation of the vulnerable zones demanding efficient coastal armoring.

The short-medium term rates themselves are readily useable by coastal zone managers since their interest relies mainly on the present and near future. However, the rates themselves are not enough to understand the linkage between sea level rise and shoreline response, which can threaten the future of coastal zones, especially of those that are already under erosion. Therefore, the investigation of past depositional environments, presented in this study as GPR profiles, enables the reconstruction of paleo environments and past sea level positions, providing insights into where the shoreline lay and how the coast behaved as sea level changed (Woodroffe and Murray-Wallace, 2012). This linkage is a handful tool in understanding future shoreline responses, guiding the elaboration of adaptive strategies and a sustainable coastal planning.

7. Conclusions

This paper has assessed the historical and geological dynamic behavior of the embayed system Barra-Ferrugem at Garopaba, southern Brazil. Shoreline change rates for the preceding 41 years (1978 – 2019) indicated that FB undergoes 0.07 m/yr to 0.39 m/yr accretion, in conformity with its progradational long-term trend. At the same time, BB is a short-medium term erosive beach with a -0.61 m/yr to -0.65 m/yr retreat, also in accordance with its subsurface GPR records, which show a retrogradational barrier system with a transgressive shoreline. The discrepancy within the embayment is mainly associated with local factors, such as morphology and shoreline orientation, which are correlated with wave exposure, and so sediment sources/sinks. Beach rotation was identified with an asymmetric pattern, also caused by each beach location and coastline geometry. Therefore, the system experiences alongshore difference in sediment budget, making FB and BB morphodynamically distinct.

The present-day erosion at BB is attributed to the lack of sediment sources, the wave climate, and principally to the urban occupation close to the shoreline, which inhibits the shoreline natural adaptation in front of hydrodynamic factors. This initial diagnosis confirmed what has been observed for the last decade, but was never quantified before. Thus, the results herein are an innovative contribution to the local coastal management.

Moreover, the comparison between shoreline proxies showed that the dune toe is a good indicator of long-term behavior, since it detected the geological trends of both shorelines under study. Nonetheless, wet/dry line proxy diminished FB's accretion, demonstrating it can neglect progradation at beaches under an energetic wave climate. Therefore, this study highlighted the importance of considering the physical settings

before choosing a proxy to measure shoreline changes. The proxy has to be responsive to the dynamics of the area under analysis.

As demonstrated in this study, satellite imagery and DSAS have a good potential in monitoring coastlines given their fast, economic and efficient character. The resulting thematic maps are practical tools which aim to guide the elaboration of adaptive strategies and the implementation of coastal protection measures in local to regional levels. Furthermore, its pairing with GPR long-term assessment enables the establishment of a long-term sustainable urban planning, since the main drivers of the regional dynamics are intrinsic to these results.

8. Acknowledgments

This study was funded by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq (131509/2019-5), and it also had the support of Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO at Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. S. Dillenburg and E. Barboza thank CNPq/Brasil for the provision of their research fellowships.

9. References

- Abreu V.S., Neal J., Vail P.R., 2010. Integration of Sequence Stratigraphy concepts. In: Abreu V.S., Neal J., Bohacs, K.M., Kalbas, J.L. (eds.) *Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems – The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises*, 209-224.
- Anderson, T.R., Neil Frazer, L., Fletcher, C.H., 2010. Transient and persistent shoreline change from a storm. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2009GL042252>
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C. De, 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- Araújo, C.E.S., Franco, D., Melo Filho, E., Pimenta, F.M., 2003. Wave Regime Characteristics of the Southern Brazilian Coast. *Sixth Int. Conf. Coast. Port Eng. Dev. Ctries.* Paper No. 097, pp 15.
- Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L.C.C., Tomazelli, L.J., Hesp, P.A., 2009. Ground-penetrating radar profiles of two holocene regressive barriers in Southern Brazil. *J. Coast. Res.* I, 579–583.
- Barboza, E.G.; Rosa, M.L.C.C. 2014. Indicadores geológicos e geomorfológicos de setores em erosão na costa do Rio Grande do Sul. In: GOSO, C. (ed.), *Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros*. Facultad de Ciencias, Montevideo, p. 83-98. <https://doi.org/10.13140/2.1.4628.9602>

Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Caron F., 2014a. Metodologia de Aquisição e Processamento em Dados de Georradar (GPR) nos depósitos Quaternários da Porção Emersa da Bacia de Pelotas. In: VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Resumos Expandidos 1, 1-6.

Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Dillenburg, S.R., da Silva, A.B., Tomazelli, L.J., 2014b. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/si70-116.1>

Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., 2013. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *J. Coast. Res.* 165, 1265–1270. <https://doi.org/10.2112/si65-214.1>

Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., 2011. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - A new approach with GPR data. *J. Coast. Res.* 64, 646-650.

Barnard, P.L., Erikson, L.H., Foxgrover, A.C., Hart, J.A.F., Limber, P., O'Neill, A.C., van Ormondt, M., Vitousek, S., Wood, N., Hayden, M.K., Jones, J.M., 2019. Dynamic flood modeling essential to assess the coastal impacts of climate change. *Sci. Rep.* <https://doi.org/10.1038/s41598-019-40742-z>

Battiau-Queney, Y., Billet, J.F., Chaverot, S., Lanoy-Ratel, P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Mar. Geol.* [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00697-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00697-7)

Beck, T.M., Wang, P., 2019. Morphodynamics of barrier-inlet systems in the context of regional sediment management, with case studies from west-central Florida, USA. *Ocean Coast. Manag.* <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.04.022>

Bhering A.F.P., 2012. Análise da estabilidade das desembocaduras ao longo do litoral do estado de Santa Catarina, Brasil. Unpublished BSc. report, Oceanografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil, 58p.

Bird E.C.F., 1996. *Beach Management*. Wiley, Chichester, UK, 292 p.

Bird, E.C.F., 2008. *Coastal Geomorphology An Introduction*, Second Edition, John Wiley and Sons. <https://doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>

Boak, E.H., Turner, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *J. Coast. Res.* 214, 688–703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>

Bonetti, J., da Fontoura Klein, A.H., Muler, M., De Luca, C.B., da Silva, G.V., Toldo, E.E., González, M., 2013. Spatial and numerical methodologies on coastal erosion and flooding risk assessment, in: *Coastal Research Library*. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5234-4_16

Bonetti, J., Rudorff, F. de M., Campos, A.V., Serafim, M.B., 2018. Geoindicator-based assessment of Santa Catarina (Brazil) sandy beaches susceptibility to erosion. *Ocean*

Coast. Manag. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.08.009>

Bruun, P., 1995. The development of downdrift erosion. *J. Coast. Res.* 11(4), 1242-1257.

Burvingt, O., Masselink, G., Russell, P., Scott, T., 2016. Beach response to consecutive extreme storms using LiDAR along the SW coast of England. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/si75-211.1>

Burvingt, O., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M., Russell, P., 2018. Climate forcing of regionally-coherent extreme storm impact and recovery on embayed beaches. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.04.004>

Carter, R. W. G., Hesp., P. A. & Nordstrom, K. F.. 1990. Erosional landforms in coastal dunes. In: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty & R.W.G. Carter (eds.). *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, 217-250.

Cassiano, G.F., Siegle, E., 2010. Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC, Brasil: Evolução morfológica e condicionantes físicas. *Rev. Bras. Geofis.* <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2010000400001>

Cenci, L., Disperati, L., Persichillo, M.G., Oliveira, E.R., Alves, F.L., Phillips, M., 2018. Integrating remote sensing and GIS techniques for monitoring and modeling shoreline evolution to support coastal risk management. *GIScience Remote Sens.* <https://doi.org/10.1080/15481603.2017.1376370>

Cooper, J.A.G., Green, A.N., Loureiro, C., 2018. Geological constraints on mesoscale coastal barrier behaviour. *Glob. Planet. Change.* <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.06.006>

Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T., 2019. Coasts in Peril? A Shoreline Health Perspective. *Front. Earth Sci.* <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00260>

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

CPE (Coastal Planning and Engineering do Brasil) (2009) Modelagem Numérica como Subsídio aos Estudos à Fixação da Barra do Rio Araranguá. Relatório Técnico, 89p.

Crowell, M., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., 1997. On forecasting future U.S. Shoreline positions: A test of algorithms. *J. Coast. Res.* [https://doi.org/10.1016/S0967-0653\(98\)80642-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0653(98)80642-X)

Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1993. Shoreline Change Rate Analysis: Long Term Versus Short Term Data. *Shore and Beach* 61, 13–20.

Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *J. Coast. Res.* 7(3), 839-852.

Davies J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeits fur Geomorphology*, 8: 127-142.

Davis J.L., Annan A.P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.* 37, 531-551.

Dean C., 1999. *Against the Tide: The Battle for America's Beaches*, New York: Columbia University Press, 279p.

Dean, R.G., Work, P.A., 1993. Interaction of Navigation Entrances with Adjacent Shorelines. *J. Coast. Res.* 18:91-110

Del Río, L., Gracia, F.J., Benavente, J., 2013. Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology* 196, 252–266. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.027>

[dataset] DHN, 2020. Tábuas de Maré, Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), Marinha do Brasil, Brazil. https://www.marinha.mil.br/chm/sites/www.marinha.mil.br.chm/files/dados_de_mare/i_mbituba_2020.pdf (Accessed June, 2020).

Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P.A., Rosa, M.L.C.C., 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *J. Coast. Res. Special Issue* 64, 651-655.

Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P.A., Rosa, M.L.C.C., Angulo, R.J., Souza, M.C., Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., 2014. Discussion: “Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change.” *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12132>

Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Rosa, M.L.C.C., Caron, F., Cancelli, R., Santos-Fischer, C.B., Lopes, R.P., do Nascimento Ritter, M., 2019. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. *Geo-Marine Lett.* <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00574-2>

Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Rosa, M.L.C.C., Maciel, G.S., 2013. Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region between a Regressive and a Transgressive Barrier: an example from Southern Brazil. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2112/si65-079.1>

Dillenburg, S.R., Hesp, P. A., 2009. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Lecture Notes in Earth Sciences. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9>

Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J., Tomazelli, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *J. Coast. Res.* 16, 71–81.

Dolan, R., Fenster, M., Holme, S., 1992. Spatial analysis of shoreline recession and accretion. *J. Coast. Res.* 8(2), 263-285.

Dolan, R., Hayden, B., Heywood, J., 1978. A new photogrammetric method for

determining shoreline erosion. *Coast. Eng.* [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(78\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0378-3839(78)90003-0)

Dolan, R., Hayden, B., Rea, C., Heywood, J., 1979. Shoreline erosion rates along the middle Atlantic coast of the United States. *Geology*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<602:SERATM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<602:SERATM>2.0.CO;2)

Douglas, B.D., Walther, M.P., 1994. Odd/Even Analysis Modified to Account for Sediment Losses to Ebb and Flood Shoals. *Proc. National Beach Preservation Conference*: 354-373pp.

Esteves, L.S., Williams, J.J., Nock, A., Lymbery, G., 2009. Quantifying shoreline changes along the Sefton coast (UK) and the implications for research-informed coastal management. *J. Coast. Res. Special Issue 56*, 602-606.

Fenster, M., Dolan, R., 1994. Large-scale reversals in shoreline trends along the US mid-Atlantic coast. *Geology*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0543:LSRIST>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0543:LSRIST>2.3.CO;2)

Galgano, F.A., 2007. Types and causes of beach erosion anomaly areas in the U.S east coast barrier island system: stabilized tidal inlets. *Middle states Geogr.* 40, 158–170.

Galgano, F.A., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., Galganott, F.A., Douglast, B.C., 1998. Trends and Variability of Shoreline Position. *Source J. Coast. Res. Proc. PALM BEACH Int. Coast. Symp. J. Coast. Res. Special Issue 26*, 282-291.

Giannini P.C.F., 1993. Sistemas deposicionais no Quaternário costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC. PhD. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 278 p.

Giannini, P.C.F., Sawakuchi, A.O., Martinho, C.T., Tatumi, S.H., 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coast (southern Brazil). *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.027>

Goodwin, I.D., Freeman, R., Blackmore, K., 2013. An insight into headland sand bypassing and wave climate variability from shoreface bathymetric change at Byron Bay, New South Wales, Australia. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.05.005>

Hanson, H., Gravens, M.B., Kraus, N.C., 1988. Prototype application of a generalized shoreline change numerical model. <https://doi.org/10.1061/9780872626874.095>

Hanson, H., Kraus, N., 2001. Chronic Beach Erosion Adjacent to Inlets and Remediation by Composite (T-Head) Groynes. *Erdc/Chl Chetn-Iv-36* 1–15.

Harvey J.G., 1976. *Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments*. The Artemis Press Vision Press Ltd. London, United Kingdom, 143 pp.

Hayden, B., Dolan, R., Felder, W., 1978. Spatial and temporal analyses of shoreline variations. *Coast. Eng.* [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(78\)90031-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(78)90031-5)

Hein C.J., FitzGerald D.M., Cleary W.J., Menezes J.T., Klein A.H.F., Albernaz M.B., 2012. Diverse sedimentological signatures of the mid-Holocene highstand in Brazil. *Eos Transactions, AGU, Fall Meeting Supp.*, Abstract EP33B-0898.

Hesp, P.A., 2013. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>

Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L.S., Toldo, E.E., Tabajara, L.L.C.D.A., Clerot, L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* <https://doi.org/10.1590/s0001-37652005000300010>

Hesp, P.A., Giannini, P.C.F., Martinho, C.T., da Silva, G.M., Asp Neto, N.E., 2009. The holocene barrier systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. *Lect. Notes Earth Sci.* https://doi.org/10.1007/978-3-540-44771-9_4

Himmelstoss, E.A., Henderson, R.E., Kratzmann, M.G., Farris, A.S., 2018. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide. Open-File Rep. 2018-1179.

Hoeke, R., Zarillo, G., Synder, M., 2001. A GIS Based Tool for Extracting Shoreline Positions from Aerial Imagery (BeachTools). Washington, DC: US Army Corps Eng., 12 pp.

Horn Filho, N.O., 2006. Estágios de desenvolvimento costeiro no litoral da ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. *Rev. Discente Expressões Geográficas* 2, 70-83.

Horn Filho N.O., Schmidt A.D., Oliveira U.R., Estevam C.N., 2013. Litoteca dos sedimentos arenosos das praias oceânicas de Santa Catarina, Brasil. VII Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, Maputo, Moçambique.

Howd, P., 1998. Beach processes and sedimentation, second edition. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union.* <https://doi.org/10.1029/98eo00170>

Hsu J.C., Klein A.H.F., 2010. Hydrodynamics and applications of headland-bay beaches. *Coast. Eng.*, 57 (2): 75-240.

IPCC, 2014. Climate Change 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>

Jana, A., Biswas, A., Maiti, S., Bhattacharya, A.K., 2014. Shoreline changes in response to sea level rise along Digha Coast, Eastern India: An analytical approach of remote sensing, GIS and statistical techniques. *J. Coast. Conserv.* <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0297-5>

Keshtpoor, M., Puleo, J.A., Shi, F., DiCosmo, N.R., 2015. Numerical simulation of nearshore hydrodynamics and sediment transport downdrift of a tidal inlet. *J. Waterw. Port, Coast. Ocean Eng.* 141, 1–17. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-)

5460.0000273

Klein, A.H.F., 2004. Morphodynamics of headland-bay beaches: examples from the coast of Santa Catarina State, Brazil. PhD. thesis, Doutoramento em Ciências do Mar. Universidade do Algarve (UALg), Faro, Portugal, 218 pp. <https://sapientia.ualg.pt/handle/10400.1/12277> (Accessed May, 2020).

Klein A.H.F, Araújo R.S., Polette M., Sperb R.M., Freitas D., Sprovieri F.C., Pinto F.T., 2009. Ameliorative strategies at Balneário Piçarras Beach – Brazil. In: Williams AT, Micallef A (eds.) Beach management guidelines: principles and practice. Earthscan Publisher, London, pp 241-255.

Klein, A.H.F., Benedet Filho, L., Schumacher, D.H., 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. *J. Coast. Res.* 18(3), 442-458.

Klein, A.H.F., Ferreira, Ó., Dias, J.M.A., Tessler, M.G., Silveira, L.F., Benedet, L., de Menezes, J.T., de Abreu, J.G.N., 2010. Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. *Coast. Eng.* 57, 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.09.006>

Klein, A.H.F., Menezes, J.T., 2001. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *J. Coast. Res.* 17(4), 812-835.

Klein, A.H.F., Menezes, J.T. de, Diehl, F.L., Abreu, J.G.N. de, Polette, M., Sperb, R.M., Sperb, R.C., Horn-Filho, N.O., 2006. Erosão e progradação do litoral brasileiro - Santa Catarina. In: Muehe, D. (ed.), *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 401-436.

Klein, A.H.F., Short, A.D., 2016. Santa Catarina Beach systems. Coastal Research Library. https://doi.org/10.1007/978-3-319-30394-9_17

Klein, A.H.F., Vieira da Silva, G., Short, A.D., Toldo, E.E., Pinto, M.W., 2019. Headland sediment bypassing and overpassing: examples from southern Brazil. https://doi.org/10.1142/9789811204487_0233

Kraus, N.C., 1998. *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 544p.

Kraus, N.C., Galgano, F.A., 2001. Beach Erosional Hot Spots: Types, Causes, and Solutions. Proceedings 14th Annual National Conference on Beach Preservation Technology, FSBPA.

Kuhn, L.A., Souza, P.A., Cancelli, R.R., Silva, W.G., Macedo, R.B., 2017. Paleoenvironmental evolution of the coastal plain of Southern Brazil: Palynological data from a holocene core in Santa Catarina State. *An. Acad. Bras. Cienc.* <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720160895>

Leandro, C.G., Barboza, E.G., Caron, F., de Jesus, F.A.N., 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. *J. Appl. Geophys.* <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.01.002>

Leatherman, S.P., 1983. Shoreline mapping: a comparison of techniques. *Shore and beach* 51, 28-33.

Leatherman, S.P., Dean, R.G., Everts, C.E., Fulford, E., 1987. Shoreline and Sediment Budget Analysis of North Assateague Island, Maryland. *Proc. Coastal Sediments '87*, American Society of Civil Engineers, New York, 1460-1471pp.

Martinho, C.T., Dillenburg, S.R., Hesp, P.A., 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.09.006>

Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floc'H, F., 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>

Masselink, G., Russell, P., Rennie, A., Brooks, S., Spencer, T., 2020. Impacts of climate change on coastal geomorphology and coastal erosion relevant to the coastal and marine environment around the UK. *MCCIP Sci. Rev.*, 158–189. <https://doi.org/10.14465/2020.arc08.cgm>

Mazzer, A.M., Dillenburg, S., 2009. Shoreline temporal variation of wave dominated sandy beaches of the southeast of Santa Catarina Island (Florianopolis, SC, Brazil). *Pesqui. em Geociencias.* <https://doi.org/10.22456/1807-9806.17880>

Mazzer, A.M., Dillenburg, S.R., Souza, C.R. de G., 2008. Proposta de método para análise de vulnerabilidade à erosão costeira no sudeste da ilha de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geociências.* <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382278294>

McCarroll, R.J., Brander, R.W., Turner, I.L., Leeuwen, B. Van, 2016. Shoreface storm morphodynamics and mega-rip evolution at an embayed beach: Bondi Beach, NSW, Australia. *Cont. Shelf Res.* 116, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.013>

McCarroll, R.J., Masselink, G., Valiente, N.G., Scott, T., King, E. V., Conley, D., 2018. Wave and tidal controls on embayment circulation and headland bypassing for an exposed, macrotidal site. *J. Mar. Sci. Eng.* <https://doi.org/10.3390/jmse6030094>

Mehta, A.J., 1996. A Perspective on Process Related Research Needs for Sandy Inlets. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2307/25736066>

Miot da Silva G., 2006. Orientação da linha de costa e dinâmica dos sistemas praia e duna: praia de Moçambique, Florianópolis, SC. Unpublished PhD. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, 293p.

Miot da Silva, G., Klein, A., de Almeida, L., 2006. Effect of planform equilibrium state in the sedimentology of headland bay beaches. *J. Coast. Res. Special Issue 39*, 692-696.

Miot da Silva, G., Siadat Mousavi, S.M., Jose, F., 2012. Wave-driven sediment transport and beach-dune dynamics in a headland bay beach. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.015>

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. *Seism. Stratigr. — Appl. to Hydrocarb. Explor.* <https://doi.org/10.1038/272400a0>

Morton, R.A., Speed, F.M., 1998. Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. *J. Coast. Res.* 14(4), 1373-1384.

National Research Council, 1990. *Managing Coastal Erosion.* <https://doi.org/10.17226/1446>

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth-Science Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>

Netto, S.A., 2018. Lagoas costeiras da Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca. In: *Plano de Manejo Área de Proteção Ambiental da Baleia Franca, Imbituba, Santa Catarina: parte 5 – lagoas costeiras*, 23p.

Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V.R., Codignotto, J., Hay, J.E., McLean, R.F., Ragoonaden, S., Woodroffe, C.D., 2007. Coastal systems and low-lying areas. *Clim. Chang.* 2007 *Impacts, Adapt. Vulnerability.* <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379>

Nimer, E., 1971. Climatologia da Região Sul do Brasil, in: *Revista Brasileira de Geografia. Introdução a Climatologia Dinâmica.* Rio de Janeiro: IBGE 4, 3-65.

Nimer E., 1989. Climatologia da Região Sul. *Revista Brasileira de Geografia* 34 (1): 142-154.

Nobre C.A., Cavalcanti I.F.A., Gan M.A., Nobre P.A., Kayano M.T., Rao V.B., Bonatti J.P., Satyamurti P., Uvo C.B., Cohen J.C., 1986. Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil. *Climanálise n. especial*, 65p.

Noujas, V., Kankara, R.S., Chenthamil Selvan, S., 2019. Shoreline management plan for embayed beaches: A case study at Vengurla, west coast of India. *Ocean Coast. Manag.* 170, 51–59. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.01.001>

Oliveira, J.F. de, Barboza, E.G., Martins, E.M., Scarelli, F.M., 2019. Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management. *J. South Am. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102358>

Oliveira, J.F. de, Scarelli, F., Martins, E.M., Barboza, E.G., Fagundes, M.R., 2017. O aporte sedimentar às praias da Cigana e do Cardoso, Cabo de Santa Marta, Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geomorfol.* <https://doi.org/10.20502/rbg.v18i2.1160>

Oliveira, J.F. de, Scarelli, F.M., Manzolli, R.P., Portz, L.C., Barboza, E.G., 2020. Geomorphological Responses Due to Storm Wave Events at Praia da Barra, Garopaba – Santa Catarina State, Southern Brazil. *J. Coast. Res.* 95, 474–478.

<https://doi.org/10.2112/SI95-092.1>

Oliveira, U.R., Barletta, R. do C., Horn Filho, N.O., 2014. Distribuição espacial das características morfodinâmicas das praias arenosas da costa oceânica da Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. *Pesqui. em Geociencias*. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78075>

Orselli, Y., 1986. Climatologia. In: SANTA CATARINA, Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Atlas de Santa Catarina. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 38-39.

Pacheco, F.C., 2015. Classificação morfodinâmica de praias oceânicas por meio da análise visual de imagens de satélite multitemporais da costa sudeste do estado de Santa Catarina. Unpublished BSc. report, Oceanografia, Universidade Federal de Santa Catarina, SC, Brasil, 107p.

[dataset] Pandolfo, C., Braga, H.J., Silva Júnior, V.P., Massignan, A.M.; Pereira, E.S., Thomé, V.M.R, Valci, F.V., (2002) **Atlas climatológico do Estado de Santa Catarina**. EPAGRI/CIRAM, Florianópolis, SC, Brazil. http://ciram.epagri.sc.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=708&Itemid=484 (Accessed June, 2020).

Pianca, C., Holman, R., Siegle, E., 2015. Shoreline variability from days to decades: Results of long-term video imaging. *J. Geophys. Res. C Ocean*. 120, 2159–2178. <https://doi.org/10.1002/2014JC010329>

Piérri G.C.S., 2005. Variabilidade da desembocadura do rio Itapocú: análise da evolução morfológica em escalas de médio e curto termo. Unpublished BSc. report, Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí, Itajaí, SC, Brasil, 83p.

Pollard, J.A., Spencer, T., Brooks, S.M., 2019. The interactive relationship between coastal erosion and flood risk. *Prog. Phys. Geogr.* <https://doi.org/10.1177/0309133318794498>

Porpilho, D., Klein, A.H.F., Camargo, R.S.V.de, Prado, M.F. V., Short, A.D., Vieira Da Silva, G., Toldo, E.E., 2015. Bedform classification in front of Santinho headland, Santinho Beach - Santa Catarina Island, Brazil. https://doi.org/10.1142/9789814689977_0069

Pye, K., Blott, S.J., 2016. Assessment of beach and dune erosion and accretion using LiDAR: Impact of the stormy 2013-14 winter and longer term trends on the Sefton Coast, UK. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.011>

Raloff, J., 2005. Katrina's Fallout. *Sci. News*. <https://doi.org/10.2307/4016771>

Raucci, G., Polette, M., 2003. Methodological Proposal for Carrying Capacity Analysis in Sandy Beaches: A Case Study at the Central Beach of Balneario Camboriu (Santa Catarina, Brazil). *J. Coast. Res. Sci. Special Issue* 35, 94-106.

[dataset] Rede Ondas, 2020. Directional waverider buoy data (2002-2005) for Florianópolis, SC: wave significant wave height, peak wave period and wave angle of incidence. Rede Ondas Project. <https://redeondas.furg.br/pt/dados/florianopolis-sc>

(Accessed June, 2020).

Rodrigues, M.L.G., Franco, D., Sugahara, S., 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geofis.* <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2004000200004>

Rosa, M.L.C.D.C., Hoyal, D., Barboza, E.G., Fedele, J., Abreu, V., 2016. River-dominated deltas: Upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil. *SEPM Spec. Publ.* <https://doi.org/10.2110/sepmsp.106.13>

Rózyński, G., 2005. Long-term shoreline response of a nontidal, barred coast. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.09.007>

Rudorff, F. M., Bonetti Filho, J., Moreno, D. A.; Oliveira, C. A. F, Murara, P.G., 2014. Maré de Tempestade, In: Herrmann, M.L.P. (ed.) Atlas de Desastres Naturais Do Estado de Santa Catarina: Período de 1980 a 2010, second edition IHGSC/Cadernos Geográficos, Florianópolis, 151-154.

Scherer, M., Ferreira, C.M., Mudat, J., Cataneo, S., 2006. Urbanização e Gestão do Litoral Centro-Sul do Estado de Santa Catarina. *Desenvolv. e Meio Ambient.* <https://doi.org/10.5380/dma.v13i0.4873>

Schupp, C.A., McNinch, J.E., List, J.H., 2006. Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change. *Mar. Geol.* 233, 63–79. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.08.007>

Serafim, M.B., Bonetti, J., 2017. Vulnerabilidade das praias do Estado de Santa Catarina a eventos de erosão e inundação costeira: proposta metodológica baseada em um índice multicritério. *Quat. Environ. Geosci.* 8(2), 36-54.

Serafim, M.B., Siegle, E., Corsi, A.C., Bonetti, J., 2019. Coastal vulnerability to wave impacts using a multi-criteria index: Santa Catarina (Brazil). *J. Environ. Manage.* 230, 21–32. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.09.052>

Serafin, K.A., Ruggiero, P., Barnard, P.L., Stockdon, H.F., 2019. The influence of shelf bathymetry and beach topography on extreme total water levels: Linking large-scale changes of the wave climate to local coastal hazards. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.03.012>

Sheik, M., Chandrasekar, 2011. A shoreline change analysis along the coast between Kanyakumari and Tuticorin, India, using digital shoreline analysis system. *Geo-Spatial Inf. Sci.* <https://doi.org/10.1007/s11806-011-0551-7>

Short, A.D., Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled beaches, In: Short, A.D. (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, London, 230-250.

Siegle, E., Asp, N.E., 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian J. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1590/s1679->

87592007000200004

Silveira, L. F.; Klein, A. H. F. & Tessler, M.G., 2011. Classificação morfodinâmica das praias do estado de Santa Catarina e do litoral norte do estado de São Paulo. *Brazilian J. Aquat. Sci. Technol.* 15, 13–28.

Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. *J. Coast. Res.* 19(3), 584-599.

Smith, A.W., 2001. Headland Bypassing, Smith, A.W. Headland Bypassing. In: *Coasts & Ports 2001: Proceedings of the 15th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference, the 8th Australasian Port and Harbour Conference*. Barton, A.C.T.: Institution of Engineers, Australia, 214-216.

SPG, 2010. Secretaria do Planejamento. Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - Fase 1: Diagnóstico Socioambiental Setor Litoral Centro-Sul. Florianópolis/Santa Catarina: Secretaria de Estado de Planejamento (SPG), Santa Catarina, Brazil, 493p. www.spg.sc.gov.br/acoes/20-gerco (Accessed August, 2019).

Stafford, D.B., Langfelder, J., 1971. Air photo survey of coastal erosion. *Photogramm Eng* 37, 565–575.

Tessler, M.G., Goya, S.C., 2005. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. *Geogr. Dep. Univ. Sao Paulo*. <https://doi.org/10.7154/rdg.2005.0017.0001>

Thieler, E.R., Himmelstoss, E., Zichichi, J., Ergul, A., 2009. DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 2008-1278.

Tomazelli, L., Villwock, J., 1992. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesqui. em Geociências*. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21318>

Tomazelli, L.J., Villwock, J.A., 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 68, 372–382.

Turner, I.L., Harley, M.D., Short, A.D., Simmons, J.A., Bracs, M.A., Phillips, M.S., Splinter, K.D., 2016. A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia. *Sci. Data*. <https://doi.org/10.1038/sdata.2016.24>

United Nations, 2019. The sustainable development goals report 2019. United Nations Publ. issued by Dep. Econ. Soc. Aff.

Valiente, N.G., Masselink, G., Scott, T., Conley, D., McCarroll, R.J., 2019. Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Mar. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.009>

Vieira da Silva G., 2009. Análise da estabilidade quanto à posição das desembocaduras do rio Araranguá, da Barra do Camacho e do Rio da Madre, litoral sul e centro do estado

de Santa Catarina. Unpublished BSc. report, Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí, Itajaí, SC.

Vieira da Silva, G., Toldo, E.E., Klein, A.H. d. F., Short, A.D., 2018. The influence of wave-, wind- and tide-forced currents on headland sand bypassing – Study case: Santa Catarina Island north shore, Brazil. *Geomorphology* 312, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.026>

Vieira da Silva, G., Toldo, E.E., Klein, A.H. d. F., Short, A.D., Woodroffe, C.D., 2016. Headland sand bypassing - Quantification of net sediment transport in embayed beaches, Santa Catarina Island North Shore, Southern Brazil. *Mar. Geol.* 379, 13–27. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.008>

Vintém, G., Freitas, M., Menezes, J., Klein, A., 2006. Beach rotation processes: 35 month survey of embayed beaches of Santa Catarina Brazil. *J. Coast. Res. Special Issue no. 39*, 1752–1755.

Vitousek, S., Barnard, P.L., Limber, P., 2017. Can beaches survive climate change? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* <https://doi.org/10.1002/2017JF004308>

Villwock J.A., Tomazelli L.J., Loss E.L., Dehnhardt E.A., Horn Filho N.O., Bachi F.A., Denhardt B.A., 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa J. (ed.). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Hungary: A.A. Balkema Publishers, 79-94.

Vos, K., Harley, M.D., Splinter, K.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.004>

Vousdoukas, M.I., 2012. Erosion/accretion patterns and multiple beach cusp systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.003>

Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Lujendijk, A., Feyen, L., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0>

Wiggins, M., Scott, T., Masselink, G., Russell, P., Valiente, N.G., 2019. Regionally-coherent embayment rotation: Behavioural response to bi-directional waves and atmospheric forcing. *J. Mar. Sci. Eng.* 7, 9–12. <https://doi.org/10.3390/jmse7040116>

Woodroffe C.D., 2002. *Coasts: Forms, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C. V., 2012. Sea-level rise and coastal change: The past as a guide to the future. *Quat. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.009>

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar. Geol.* 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Zhang, R., Chen, L., Liu, S., Zhang, H., Gong, W., Lin, G., 2019. Shoreline evolution in an embayed beach adjacent to tidal inlet: The impact of anthropogenic activities. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106856>

10. Supplementary Material

The mapped shorelines, used as input for the DSAS, are represented in Figure 1 and Figure 2, as a visual simplification of the interdecadal shoreline evolution. Not all shorelines are mapped in the figures because the overlapping of vectors in some spots makes hard to visualize the general tendency.

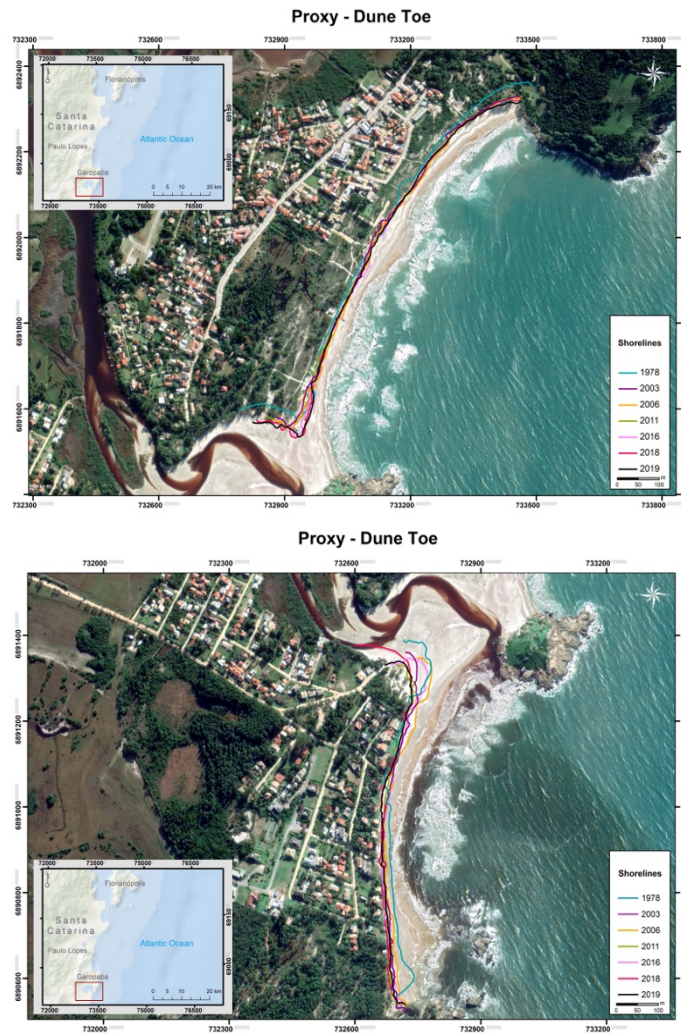


Fig. 1 Past shorelines according to the dune toe proxy at FB (superior map) and BB (inferior map), with a temporal coverage of 41 years (1978 – 2019). Notice that not all shoreline positions used for estimating change rates are represented in the maps due to the bad visibility associated with the overlapping of vectors.

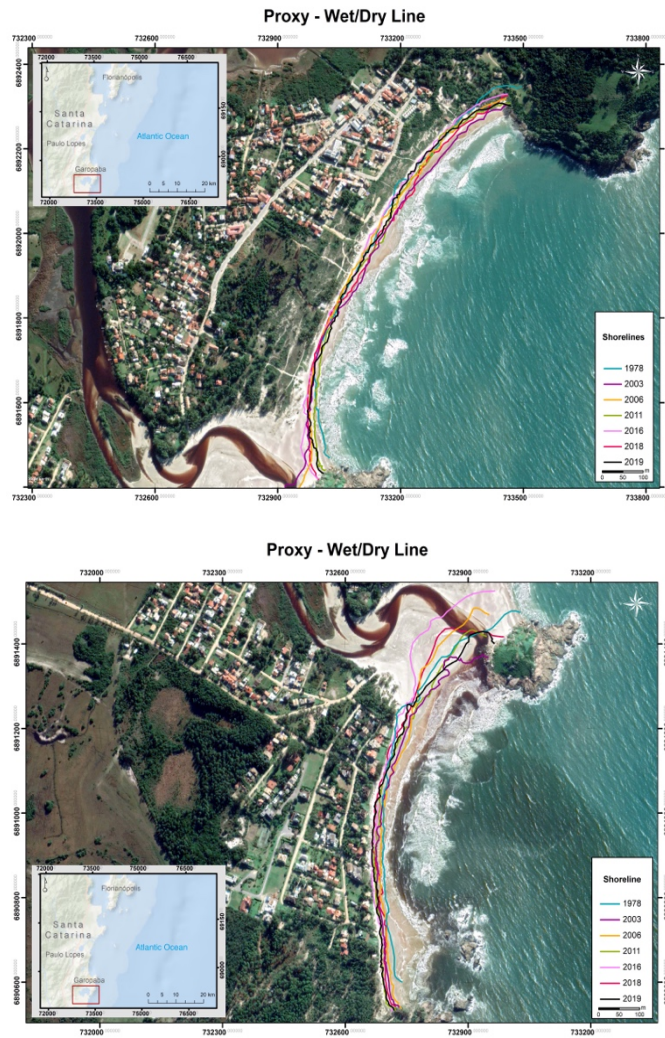


Fig. 2 Past shorelines according to the wet/dry line proxy at FB (superior map) and BB (inferior map), with a temporal coverage of 41 years (1978 – 2019). Notice that not all shoreline positions used for estimating change rates are represented in the maps due to the bad visibility associated with the overlapping of vectors.

CAPÍTULO 3: Considerações Finais

1. Considerações Finais

A atual pesquisa representa o marco inicial no que se refere à evolução costeira em Garopaba, SC, possibilitando o entendimento acerca do comportamento dinâmico da linha de costa (LC), de curto a longo-termo, no embaçamento Barra-Ferrugem. Desta forma, o objetivo geral, bem como os objetivos específicos foram respondidos.

Ademais, o ineditismo do estudo ao combinar duas metodologias de análise da variação da LC, sob abrangência temporal distinta, gerou subsídios relevantes no âmbito do gerenciamento costeiro e no âmbito das pesquisas sobre dinâmica costeira em outras regiões. No entanto, alguns fatores relevantes a nível local e regional não foram contemplados, sendo pertinente o desenvolvimento de estudos futuros os quais envolvam:

- Descrição do clima de ondas local e dos sistemas de correntes costeiras associados, com base em levantamentos batimétricos, a fim de caracterizar a influência da hidrodinâmica sobre a morfologia dos sistemas deposicionais da região.
- Caracterização da descarga e da dinâmica sedimentar da Lagoa da Encantada, e sua relação com o sistema Barra-Ferrugem.
- Caracterização e quantificação do transporte via *bypassing* entre Barra-Ferrugem, e as praias adjacentes.
- Investigação da evolução do campo de dunas transgressivo associado à Praia do Ouvidor, com análise do potencial do transporte eólico na região.
- Viabilidade de implementação de engordamento praias e/ou medidas estruturantes de proteção costeira na Praia da Barra a fim de minimizar e/ou reverter o atual cenário erosivo.
- Realização de furos de sondagem a fim de verificar de forma direta os resultados obtidos com os perfis de subsuperfície (GPR) analisados neste estudo.

ANEXOS

ANEXO A – Plataforma de submissão de manuscritos do periódico *Ocean & Coastal Management*, com o respectivo status do artigo submetido.

Editorial Manager®
 editorialmanager.com/OCMA/default.aspx
 Apps Bookmarks Brightlight Mandal... VHL Central | acti... Rutgers University... Gmail YouTube Maps Apartments for UF...
 Ocean & Coastal Management Editorial Manager
 HOME • LOGOUT • HELP • REGISTER • UPDATE MY INFORMATION • JOURNAL OVERVIEW
 MAIN MENU • CONTACT US • SUBMIT A MANUSCRIPT • INSTRUCTIONS FOR AUTHORS • PRIVACY
 Role: Author Username: gabriellequadrado@gmail.com

Submissions Being Processed for Author Gabrielle Pereira Quadrado Bose, B.S.

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
View Submission Send E-mail		Historical and geological assessment of shoreline changes at an urbanized embayed sandy system in Garopaba, Southern Brazil	Jun 15, 2020	Jun 15, 2020	Submitted to Journal

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

<< Author Main Menu

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
<i>“EVOLUÇÃO COSTEIRA EM GAROPABA, SC: VARIAÇÃO HISTÓRICO-GEOLÓGICA DA LINHA DE COSTA”</i>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: Gabrielle Pereira Quadrado Bose
Orientador: Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg
Examinadora: Profa. Dra. Luciana Slomp Esteves
Data: 06/07/2020
Conceito: C+
PARECER:
<p>A dissertação está bem escrita e estruturada. O tema é relevante para o programa. Há suficiente evidência de que a mestranda ganhou conhecimento sobre os tópicos relevantes, embora certos aspectos relacionados aos métodos de análise das taxas de variação da linha de costa não tenham sido adequadamente considerados. Falta, no estado da arte, uma seção sobre os métodos de análise das variações da linha de costa . A maior deficiência do estudo está na falta de uma avaliação adequada dos erros associados aos resultados da análise das variações na linha de costa, como será explicado a seguir. A ausência dessa avaliação coloca em questionamento a validade dos resultados apresentados e afeta o conceito dado ao trabalho.</p> <p>A aplicação de técnicas distintas, o GPR e a análise de variação da linha de costa, para avaliar a evolução costeira na área de estudo em diferentes escalas temporais, ao meu ver, agrega valor ao trabalho. Mesmo que a integração dos resultados tenha sido um tanto limitada e a discussão poderia ter demonstrado de forma mais clara e enfática como a complementaridade das técnicas contribuíram para: (a) avançar o conhecimento sobre evolução costeira (relevância para o tópico além da área de estudo) e (b) inovar na aplicação de métodos no estudo da evolução costeira. O uso de métodos variados demanda tempo para aprender as técnicas e compreender os resultados e deve-se julgar se não comprometerá o tempo disponível para uma análise robusta dos dados, das incertezas associadas e do valor que as métodos, juntos, agregam ao trabalho. Refletir sobre a relevância do trabalho para além do conhecimento sobre a área de estudo é essencial ao processo investigativo acadêmico.</p> <p>Em termos do avanço do conhecimento sobre a área de estudo e as implicações para gestão, os resultados devem ser considerados com muita cautela devido aos erros associados, particularmente com referência as taxas de variação da linha de costa. Apenas os erros decorrentes da resolução das imagens e fotografias são estimados, mas pouca ou nenhuma consideração foi feita sobre efeitos decorrentes do nível de maré, run up and set up. Simples aproximações baseadas na pendente da praia e condições médias ou extremas já seriam suficientes. Pequenas variações no nível da água podem resultar em mudanças na posição da linha de</p>

costa (principalmente onde a pendente é suave) que podem influenciar consideravelmente as incertezas nas estimativas de taxas de variação. Além disso, as estimativas são largamente dependentes da posição da linha de costa de 1978, que é o único dado anterior a 2003 e tem um erro associado 30x maior que o das outras datas. Sendo assim, um esforço deveria ser feito para demonstrar que este dado é robusto e não um outlier e que a regressão linear é válida para a análise desse conjunto de dados. As estimativas calculadas por regressão linear são fortemente influenciadas por outliers e pela desigualdade na distribuição temporal dos dados. Desta forma, há grandes incertezas nas estimativas das taxas de variação da linha de costa apresentadas neste trabalho e essas incertezas influenciam sobremaneira as taxas calculadas pelos métodos EPR e LRR. Os resultados usando o método WLR deveriam ter sido priorizados pois ao menos considera os erros informados ao DSAS pelo usuário.

Assim, surpreende que não foram calculadas taxas excluindo o dado de 1978, pois resultariam em estimativas mais robustas para o período entre 2003 e 2019.

Há certas deficiências também na definição das classes e subclasses (Table 1, p. 76) tanto em função das incertezas associadas às estimativas das taxas considerando a interpretação do desvio padrão dos grupos de dados analisados (Table 2, p. 79). Por exemplo, os erros não dão segurança para definir uma classe com intervalo entre -0.10 e +0.10; classificar um grupo de dados tendo taxa média -0.22 m/yr e desvio padrão 3.41 m/yr é inconsequente, pois o desvio padrão é maior do que o intervalo de várias classes.

É bem reconhecido na literatura que taxas de variação da linha de costa são mais elevadas nas proximidades de desembocaduras de cursos d'água. Entretanto, esta influência foi ignorada na interpretação dos dados, enquanto é visível nas imagens apresentadas que ocorre na área de estudo.

Assinatura: Dr Luciana Esteves
06/07/2020

Data:

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
<i>“EVOLUÇÃO COSTEIRA EM GAROPABA, SC: VARIAÇÃO HISTÓRICO-GEOLÓGICA DA LINHA DE COSTA”</i>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: Gabrielle Pereira Quadrado Bose
Orientador: Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg
Examinadora: Profa. Dra. Celia Regina de Gouveia Souza
Data: 04/08/2020
Conceito: A
PARECER:
<p>A Dissertação se apresenta muito bem organizada e redigida. O texto é fluente e com poucos erros gramaticais. A estrutura também é didática e bem apresentada. Seria importante evitar o uso de termos em inglês que têm correspondência no português.</p> <p>Inúmeros comentários foram feitos ao longo do texto, incluindo sugestões de deslocamento de algumas partes para locais mais adequados, dúvidas sobre redação, conceitos e interpretações, e sugestões sobre possíveis interpretações dos resultados e discussões.</p> <p>A abordagem proposta é bem interessante, em especial no que se refere à análise da herança geológica no contexto de possíveis causas dos processos costeiros históricos e atuais.</p> <p>A seguir são feitas algumas breves considerações sobre os itens dos Capítulos 1 e 2.</p> <p>Capítulo 1</p> <p>1. Introdução: está adequada e justifica a pesquisa.</p> <p>2. Estado da Arte: seria mais adequado "Revisão Bibliográfica". A parte sobre classificação de costas, apesar da boa revisão, poderia ser resumida apenas na Tabela 1, ou até dispensável (pelo menos as 3 páginas de explicações dessa tabela), já que o assunto não foi retomado no texto. Da mesma forma, o item sobre mudanças climáticas e riscos costeiros poderia ser suprimido. O item sobre Erosão costeira na região de Garopaba deveria ir para Área de Estudo.</p> <p>3. Área de Estudo: as praias de estudo, da Barra e da Ferrugem, não foram descritas do ponto de vista geológico e geomorfológico! Nem entraram como uma unidade no item Geologia e Geomorfologia. A ênfase dada ao embasamento foi desnecessária. E a questão da erosão costeira, que é tema central, ficou no</p>

capítulo Estado da Arte. As modelagens de ondas e correntes, apresentadas somente na Discussão do artigo, deveriam constar desse capítulo. A questão da evolução da antropização na área de estudo não foi abordada, embora tivesse sido apontada como uma das possíveis causas da erosão na BB.

4. Objetivos: acho que deveria ir antes da Área de Estudo. Os objetivos estão claros e foram bem apresentados. Recomendaria, no entanto, retirar ou reescrever o objetivo específico "Identificar se o sistema Praia da Barra – Praia da Ferrugem opera como uma célula costeira única ou como duas células costeiras individualizadas". Esse objetivo não foi devidamente retomado nos resultados e conclusões. Além disso, para atingi-lo seriam necessários estudos mais aprofundados do que os que foram realizados, em ambas as escalas temporais analisadas. Lembrando ainda que os resultados apresentados que poderiam sustentar, pelo menos em parte, o alcance de tal objetivo foram todos baseados em interpretações e parecem ser contraditórios para as escalas temporais abordadas.

5. Materiais e Métodos: este capítulo está muito bom. Senti falta de informações acerca das datas completas dos produtos de sensoriamento remoto analisados e de indicações sobre marés (sizígia/quadratura, preamar/baixamar) e a possível ocorrência de eventos meteoceanográficos nos dias antecedentes aos imageamentos.

Capítulo 2

Resultados, Discussão e Conclusões

Parte do conteúdo da Discussão poderia ser incorporada aos Resultados, para deixar o texto mais claro e fluido.

Em relação aos problemas encontrados, merecem destaque as interpretações um pouco simplistas e em alguns casos até duvidosas sobre as possíveis causas da erosão na BB. Embora a autora até tenha abordado alguns aspectos importantes nesse contexto, eles não foram considerados ou devidamente explorados. A ocorrência do fenômeno de rotação praias não é consistente com base nos resultados apresentados e não há evidências concretas de que ele tenha ocorrido ou ocorra nessas praias, ainda mais entre os dois arcos praias.

A área é complexa e merece estudos mais aprofundados. Alguns destes possíveis estudos até foram citados nas Considerações Finais da Dissertação.

Assinatura:

Data: 04/08/2020.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“EVOLUÇÃO COSTEIRA EM GAROPABA, SC: VARIAÇÃO HISTÓRICO-GEOLÓGICA DA LINHA DE COSTA”

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **Gabrielle Pereira Quadrado Bose**

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

Examinadora: Profa. Dra. Graziela Miot da Silva

Data: 20 Julho 2020

Conceito: B

PARECER:

Gostaria de parabenizar a aluna e os orientadores pelo trabalho. A tese e escrita impecavelmente, a aluna demonstrou excelente conhecimento científico sobre o tema abordado e os resultados são em geral bem discutidos. Alguns pontos limitantes do estudo (por exemplo, falta de furos de sondagem para confirmar a interpretação do GPR) são abordados nas considerações finais da tese. Apesar disso, alguns pontos devem ser considerados:

- A área de estudo exemplifica um arco praiado que ainda não alcançou um estado de equilíbrio com o clima de ondas e o balanço sedimentar. Áreas erosivas e deposicionais em setores costeiros próximos, e até na mesma enseada, são bastante comuns em costas dominadas por promontórios rochosos, dada a gradual mudança na exposição a energia de ondas. Esta geralmente é a regra e não a exceção. A introdução da tese (e também do artigo) dá a entender que esta situação é incomum ou pouco estudada (The morphodynamic factors causing the distinction between two beaches located at the same embayment remain unknown), o que talvez seja o caso da área de estudo, mas não da literatura científica;

- Eu não estou convencida da ocorrência de rotação praiado entre as duas praias (Barra e Ferrugem), já que isto implicaria que as duas praias estariam efetivamente trocando sedimentos. Sem um estudo de transporte de sedimentos, o argumento de rotação praiado é especulativo (falando em especulação: Talvez exista uma troca sim entre as duas praias, até mesmo por transporte eólico sobre o tombolo formado com o Morro do Índio, especialmente quando o canal está fechado);

- Quanto a imagem de 1978 – o RMSE gerado pelo georeferenciamento é enorme (30 metros, Tabela 3 do capítulo 1), o que põe em dúvida a viabilidade da análise interdecadal (~40 anos);

- O uso da wet/dry sand deveria ter sido corrigido com dados de maré para assim aumentar a confiabilidade dos dados;

- O trabalho também conta com duas análises temporais bastante distintas (geológica e histórica) o que me parece ser a parte mais inovadora do projeto. A revisão da literatura poderia indicar se este é o caso, atribuindo mais valor ao estudo em termos de avanço do conhecimento científico.

Assinatura:



Data: 21 Julho 2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: