

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

**FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO
DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL
MÉDIO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

VOLNEY JUNIOR BORGES DE BITENCOURT

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg

COORIENTADOR – Prof. Dr. Rogerio Portantiolo Manzolli

Volume I

Porto Alegre – 2019

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

**FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO
DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL
MÉDIO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

VOLNEY JUNIOR BORGES DE BITENCOURT

ORIENTADOR – Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg (UFRGS)

COORIENTADOR – Prof. Dr. Rogerio Portantiolo Manzolli (CUC – Colômbia)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jair Weschenfelder – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Felipe Caron – Departamento Interdisciplinar do Litoral, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Dr. Anderson Biancini da Silva – Instituto do Meio Ambiente de Santa Catarina (IMA–SC)

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências.

CIP - Catalogação na Publicação

Bitencourt, Volney Junior Borges de

FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DA
BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL MÉDIO DO RIO
GRANDE DO SUL, BRASIL / Volney Junior Borges de Bitencourt. -- 2019.

163 f.

Orientador: Sergio Rebello Dillenburg.

Coorientador: Rogerio Portantiolo Manzolli.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2019.

1. Evolução Costeira. 2. Oceanografia Geológica. 3. Holoceno. 4. Processos
Costeiros. 5. Geomorfologia. I. Dillenburg, Sergio Rebello, orient. II. Manzolli,
Rogerio Portantiolo, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo autor.

*“A injustiça em qualquer lugar é uma
ameaça à justiça em todo lugar.”
(Martin Luther King Jr.)*

*“Justiça tardia nada mais é do que
injustiça institucionalizada.”
(Ruy Barbosa)*

*“The most exciting phrase to hear
in science, the one that heralds
the most discoveries, is not
‘Eureka!’ (I found it!)
but ‘That’s funny’...”
(Isaac Asimov)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à UFRGS, ao Instituto de Geociências (IGEO) e ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) por fornecer toda a estrutura necessária para desenvolver a presente tese. Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) e o seu pessoal (professores e técnicos); especialmente seu secretário, Roberto Martins Pereira, pela atenção, atendimento e compreensão ao longo dos últimos anos.

Sou grato ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa concedida para a realização do doutorado.

Um agradecimento especial ao meu orientador, Sergio Dillenburg. A contribuição e o auxílio do Sérgio foram essenciais para esta pesquisa. Seus ensinamentos, seu apoio e amizade, suas críticas e sua empolgação para com a ciência da Evolução Costeira com certeza me fizeram um pesquisador melhor.

Agradeço ao meu coorientador e grande amigo, Rogerio Manzolli por me receber na sua instituição, contribuindo substancialmente para esta pesquisa. Sou imensamente grato ao Eduardo Barboza, Felipe Caron, Nelson Gruber e a Maria Luiza Rosa. A grande amizade, companheirismo e ensinamentos desses professores fez a experiência do doutorado se tornar muito melhor.

Agradeço a todos os professores do CECO, especialmente ao Elírio Toldo, Jair Weschenfelder e ao Iran Corrêa. Sou grato aos técnicos e técnicas do IGEO e CECO, em particular ao José “Zé” Nunes e ao Gilberto “Giba” dos Santos.

Agradeço as/aos colegas da UFRGS e aos diversos amigos(as) que fiz ao longo da minha jornada em Porto Alegre. Conheci pessoas que vou levar para a vida toda. Muito obrigado, galera!

Por último, o mais importante: agradeço ao apoio incondicional da minha família: meu pai, Volney; minha mãe, Vanete; meu irmão, Leandro; minha cunhada, Carol; meu afilhado, Enzo e minhas lindas sobrinhas, Laura e Louise. Minha família esteve ao meu lado em momentos delicados e tortuosos, especialmente no início do doutorado, onde sofri inúmeras injustiças por causa de uma atribuição ilegítima e absurda.

Os últimos quatro anos foram um período difícil para conciliar os problemas da vida pessoal com a pesquisa. Muitas vezes, foi quase impossível manter o foco em meio a tantos problemas injustos. Mas, com o apoio de várias pessoas que me influenciaram positivamente, consegui concluir essa etapa da minha vida acadêmica.

RESUMO

A porção emersa da Bacia de Pelotas, no sul do Brasil, exibe um extenso sistema de barreiras costeiras holocênicas cronocorrelatas que evoluíram de forma assíncrona durante o Holoceno médio e tardio (últimos 7 ka). Neste contexto, o litoral médio do Rio Grande do Sul (RS), se destaca por representar uma área ideal para estudar a variação lateral (transição) de diferentes comportamentos de barreiras costeiras (progradacionais ou regressivas, retrogradacionais ou transgressivas e agradacionais ou estacionárias) que ocorrem numa distância de mais de 250 km. Nesta tese, diferentes abordagens (ferramentas e procedimentos metodológicos) e tipos de dados foram requeridos para avaliar as condicionantes que controlaram a evolução costeira do litoral médio durante os últimos milênios. Foram utilizadas análises estatísticas multivariadas, modelagem computacional com um modelo de comportamento morfoestratigráfico de larga escala e longo período, levantamentos geofísicos e análises geomorfológicas para testar hipóteses e alcançar os objetivos propostos. Um trecho do litoral do RS, que engloba 14 localidades, foi subdividido em quatro grupos distintos que se correlacionam com barreiras essencialmente progradacionais e agradacionais/retrogradacionais. No geral, as características da antepraia e do substrato foram as variáveis mais importantes na diferenciação dos grupos. Além destes, a orientação da linha de costa e o tipo de praia também (estágio morfodinâmico) foram fatores importantes. O Georadar, utilizado pela primeira vez em vários trechos do litoral médio, permitiu uma reinterpretação dos comportamentos da barreira que, até então, era classificada de acordo com a morfologia superficial. No entanto, ainda há uma significativa alternância de barreiras com diferentes empilhamentos de fácies e morfologias superficiais que é oriunda, principalmente, da variabilidade espacial de condicionantes geológicas autogênicas que induzem diferenças em parâmetros sedimentológicos e oceanográficos ao longo da costa. Essa variabilidade espacial foi testada por meio de um modelo de comportamento geométrico (GEOMBEST). Conforme o modelo, uma pequena alteração na declividade do substrato já é capaz de alterar a deposição sedimentar regional, sendo responsável por um comportamento de barreira inesperado devido ao contexto em que se encontra (projeção costeira). Assim, o principal controle responsável pela variação do tipo de barreira entre São José do Norte e Cidreira nos últimos milênios (5,6 ka até o presente) foi o balanço sedimentar diferencial. Esse balanço sedimentar foi estimado entre -8 a +4,5 m³/m/a ao longo do litoral médio do RS.

Palavras-chave: Análise de Componentes Principais; Análise de Agrupamento Hierárquico; Georadar (GPR – Radar de Penetração no Solo); Modelo de Comportamento; Holoceno; Planície Costeira; Zona Costeira.

ABSTRACT

The Pelotas Basin emergent landmass (southern Brazil) manifests an extensive coastal barrier system with a similar age. The evolution of these barriers occurred asynchronously over the past 7 ka. In this context, the midcoast of Rio Grande do Sul State (RS), between São José do Norte (Patos Lagoon mouth) and Cidreira, provide a valuable area for studying the lateral variation (transition) of coastal barrier with different behaviors (progradational or regressive, retrogradational or transgressive and aggradational or stationary) which occurs in more than 250 km in length (alongshore dimension). Thus, this research is carried out to evaluate the major controls on coastal evolution of the midcoast of RS during the mid- and late Holocene. Therefore, different approaches (tools and methodological procedures) and data types were required. Multivariate statistical analyzes, computational modeling with a large-scale/long-term morphostratigraphic model, geophysical surveys and geomorphological analysis were used to test the hypotheses and achieve the proposed objectives. This alternating of barriers with different stacking pattern of facies and surface geomorphologies stems from the spatial variability of autogenic geological constraints which in turn affects sedimentological and oceanographic parameters alongshore. A stretch of the RS coast, which encompasses 14 locations, was classified mainly into four distinct groups that correlate with progradational and aggradational/retrogradational barriers. Overall, the characteristics of the shoreface and the substrate were the most important parameters in the differentiation of the groups. In addition to these, the shoreline orientation (wave exposure) and the beach type were also important factors. Georadar surveys allowed a reinterpretation of barrier behaviors. There is still a significant alternation of barriers with different stacking of facies and surface morphologies that derives mainly from the spatial variability of autogenic geological constraints that induce differences in sedimentary and oceanographic parameters alongshore. This spatial variability was tested using a behavior-oriented model (GEOMBEST). According to the model, a slight change in the slope of the substrate is already capable of altering the regional sedimentary regime, being responsible for an unexpected barrier behavior according to its coastal setting (large-scale coastal projection). Thus, the main control responsible for the variation of the barrier type between São José do Norte and Cidreira in the last millennia (5.6 ka to the present time) was the differential sedimentary budget. This sediment budget was estimated as follows: -8 to +4.5 m³/m/a along the midcoast of RS.

Key-words: Principal Component Analysis; Hierarchical Cluster Analysis; Georadar (GPR – Ground Penetrating Radar); Morphological-Behaviour Model; Holocene; Coastal Plain; Coastal Zone.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Figura 1.1. Dados de 2018 com a porcentagem da população urbana e aglomerações urbanas por classe de tamanho. As grandes cidades (aglomerações urbanas) estão situadas no litoral. (Fonte: <http://data.un.org/>) 17

Figura 1.2. Litoral médio do Rio Grande do Sul (RS), que constitui a área de estudo desta tese, mostrando a elevação (Modelo Digital de Superfície – MDS – *ALOS World 3D*), a batimetria (GEBCO 2019), um modelo esquemático geral das partes de um sistema laguna-barreira e de uma barreira costeira e uma foto da barreira costeira holocênica na região de Dunas Altas (marcado com um xis vermelho). A linha preta demarca o limite continental do sistema laguna-barreira holocênico..... 19

Capítulo 2

Figura 2.1. Escalas na geociência. Nossas percepções são moldadas de acordo com a escala de observação de um determinado fenômeno. Modificado (<https://agilescientific.com/blog/2011/4/7/the-scales-of-geoscience.html>)..... 27

Figura 2.2. Classificação da costa de acordo com a dominância de ondas versus marés. Modificado de Davis Jr & Hayes (1984) 29

Figura 2.3. Variações temporais e espaciais envolvidas no ambiente costeiro. Modificado de Cowell & Thom (1994)..... 31

Figura 2.4. Modelo conceitual dos fatores naturais e humanos (antrópicos) que influenciam no balanço de sedimentos nas zonas costeiras. Modificado de Hein *et al.* (2019) 32

Figura 2.5. Diferentes medidas do nível do mar. Modificado de Jervey (1988)..... 33

Figura 2.6. Tipos de barreiras: 1 - Pontal progradacional (*prograded barrier spit*); 2 - Barreiras progradacional com cordões litorâneos (a) (do tipo praia “*beach ridge*” ou do tipo duna frontal “*foredune ridge*”) ou (b) múltiplas fases de campo de dunas transgressivas; 3 - Barreira agradacional. 4 - Barreira retrogradacional (a) ou ilha barreira (b); 5 - Barreira retrogradacional e/ou barreira acoplada (*attached barrier*) transladando por sobre uma barreira pleistocênica e 6 - Barreira acoplada compreendendo fases de dunas parabólicas com transposição sobre promontórios (*headland bypass dunefield*). Modificado de Dillenburg & Hesp (2009) 38

Figura 2.7. Modelos de gênese de barreiras costeiras. Modificado de Woodroffe (2002) 43

Figura 2.8. Alguns subambientes e feições de barreiras costeiras regressivas e transgressivas. Modificado de Reinson *et al.* (1992) e Goslin & Clemmensen (2017) 44

Figura 2.9. Diagrama de Curray-Swift que correlaciona a morfologia e estratigrafia em função do nível do mar e do suprimento de sedimento. Portanto, as barreiras podem ser transgressivas/retrogradacionais (a), estacionárias/agradacionais (b) ou regressivas/progradacionais (c) de acordo dos diferentes relações do nível do mar com a sedimentação/erosão. Modificado de Woodroffe *et al.* (2012) e Murray-Wallace & Woodroffe (2014)..... 46

Figura 2.10. Campo de estabilidade (existência) das barreiras costeiras modernas. As barreiras ocorrem preferencialmente no campo cinza demarcado no gráfico. Modificado de Hayes (1979) e Davis Jr. & Hayes (1984) 50

Figura 2.11. Exemplos de barreiras dominadas por ondas (A) e marés (B). A influência das marés tende a criar corpos arenosos perpendiculares à costa. Adaptado de Davis Jr. & Hayes (1984) 50

Capítulo 3

- Figure 3.1.** Location of the study area showing the general geology and bathymetry of the continental margin. The inset shows the schematic cross-section stratigraphy of the Coastal Plain of RS. Modified from Dillenburg *et al.* (2017) and Rosa *et al.* (2017) **59**
- Figure 3.2.** RS coast showing sampling sites, Digital Elevation Model (DEM) of ALOS World 3D, general bathymetry (Brazilian Geological Survey – CPRM), bathymetric profiles (Modified from Corrêa, 1996), deep-water wave climate (Modified from Romeu *et al.*, 2015), wave energy gradients and longshore sediment transport gradients (Modified from Martinho *et al.*, 2009). For geological context see Figure 3.1..... **61**
- Figure 3.3.** Conceptual model showing most of the parameters presented in Table 1. Parameters such as the dimensionless fall velocity (Ω), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and shoreline orientation relative to true North (α) are absent in this model. All the parameters analyzed in this study are described in the text. **66**
- Figure 3.4.** Hierarchical dendrogram of all locations. Four groups were formed based on similar characteristics. The dashed line represents the cut-off squared Euclidean distance. **70**
- Figure 3.5.** Scatter plot of the component loadings (parameters) on the component space. Parameters close to the center of the plot are less important (between 0.3 and -0.3 on both axes). **73**
- Figure 3.6.** Comparison between the groups from this study (HCA-based) and the sectors from Dillenburg *et al.* (2000) and Pereira *et al.* (2010). The classification made by Dillenburg *et al.* (2000) was based on the behavior of coastal barriers (large-scale and long-term), while Pereira's *et al.* (2010) classification embraced morphometric measurements and environmental parameters from the RS beaches. **76**

Capítulo 4

- Figura 4.1.** Mapa geológico simplificado da porção emersa da Bacia de Pelotas. A barreira costeira holocênica contínua e cronocorrelata se estende longitudinalmente entre o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) e La Coronilla (Uruguai). O perfil transversal A–A' corresponde à seção geológica esquemática apresentada na porção inferior da figura. O retângulo tracejado em vermelho demarca a área de estudo, que pode ser visualizada em detalhe na Figura 5.2. (Modificado de Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017)..... **99**
- Figura 4.2.** Modelo Digital de Superfície (MDS), com as localidades onde foram realizados os perfis de Georadar, e os perfis topográficos da barreira holocênica de cada local, contendo a localização dos perfis de Georadar..... **103**
- Figura 4.3.** Registro de Georadar do Estreito, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos. **104**
- Figura 4.4.** Registro de Georadar do Farol da Conceição, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos. **105**
- Figura 4.5.** Registro de Georadar da Lagoa do Peixe Sul, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos. **105**
- Figura 4.6.** Registro de Georadar da Lagoa do Peixe Norte, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos. **106**

Figura 4.7. Registro de Georadar de Mostardas, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praial (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia)..... **106**

Figura 4.8. Registro de Georadar de São Simão, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praial (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia)..... **107**

Figura 4.9. Registro de Georadar de Solidão, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praial (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia)..... **107**

Figura 4.10. Registro de Georadar de Bacupari, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praial (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia)..... **108**

Capítulo 5

Figure 5.1. General model of barrier translation towards the mainland over a gentle substrate (current continental shelf) in response to a RSL rise (Roy *et al.*, 1994). Model adapted with the sea level curve between 18 ka and 6 ka (Corrêa, 1996) and the sea level envelope between 6 ka to the present day (Angulo *et al.*, 2006). In extreme southern Brazil, the RSL has dropped about 2 m in the last 6 ka (Dillenburg *et al.*, 2017). Modified from Schwab *et al.* (2009)..... **121**

Figure 5.2. Littoral stretch of RS showing elevation (ALOS World 3D), bathymetry (GEBCO 2019) and morphostratigraphic variability of the Holocene barrier (table on the right side) based (with modifications) on Dillenburg *et al.* (2000) and Martinho *et al.* (2009). The basic types of barriers (progradational, aggradational and retrogradational) may exhibit various configurations (morphologies) according to the relationship of sediment supply versus sediment deficit in the long-term ($10^2 - 10^3$ years). The black line marks the contact between Holocene (IV) and Pleistocene (III) barriers. **124**

Figure 5.3. GEOMBEST simulates the coastal evolution through changes in three functional kingdoms (lagoon, barrier and oceanic) and three main stratigraphic units (lagoon deposits, barrier sand body and substrate). Modified from Stolper *et al.* (2005)..... **126**

Figure 5.4. (A) Geological section of the Cassino barrier (modified from Dillenburg *et al.*, 2017). (B) Beginning of the simulation with the incipient barrier positioned 40 km away (from the current shoreline) with sea level at -20 m. The red rectangle shows the area where the barrier developed (progradational phase) along the mid and late Holocene. The dashed line marks the portion of the substrate that will be eroded and reworked with the barrier retrogradation. (C) According to GEOMBEST, the last 6 ka of evolutionary history required a sediment increment from external sources of $35 \text{ m}^3/\text{m}/\text{a}$. (D) The displacement of the shoreline over the last 8 ka occurred at different rates ($27.5 \text{ m}/\text{a}$ in the retrogradational phase and $2.3\text{-}3 \text{ m}/\text{a}$ in the progradational phases). **128**

Figure 5.5. (A) Coastal tracts (1 to 6) constructed for the simulations in the GEOMBEST. The dotted dashed lines mark the 10, 20, 30, 40 and 50 m depth isobaths and the red lines, perpendicular to the shoreline, mark the profiles every 5 km, from which the slope of the continental shelf (substrate), and the width of the barrier were extracted. (B) Spatial variability of substrate slope along the coast (between +2 to -30 m according to RSL). (C) Width of the Holocene system encompassing the barrier and its adjacent lagoon (present coastline to the continental boundary with Barrier III, see Figure 5.2). **130**

Figure 5.6. Simulation results for the six profiles (coastal tracts) along the middle littoral (see location of the tracts in Figure 5.5). These profiles represent average values for different coastal tracts identified in the study area (note the different scales of each profile). **132**

LISTA DE TABELAS

Capítulo 2

Tabela 2.1. Exemplos de processos em diferentes escalas, tanto espaciais quanto temporais. Modificado de Whitehouse *et al.* (2009)..... **32**

Tabela 2.2. Ganhos e perdas de sedimento num sistema costeiro em curto prazo. Modificado de Komar (1996)..... **48**

Capítulo 3

Table 3.1. Dataset with all the data (raw parameters) used. The wave breaker height (H_b), wave period (T), mean grain size (Mz), dimensionless fall velocity (Ω), beach slope (β), mean beach width (W), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and shoreline orientation relative to true North (α) were extracted from the *Praia LOG* database compiled by Pereira *et al.* (2010). The shoreface dimensions (X_s for base extension and Y_s for base depth), shoreface slope ($S\alpha$), and substrate slope (θ) were derived from Dillenburg *et al.* (2000). Data on the foredune height (Dh) derived from (a) Calliari *et al.* (2005) and (b) FitzPatrick (2017)..... **64**

Table 3.2. Results from the principal component analysis (PCA) of the four principal components for each group that resulted from HCA. The principal components (PCs), eigenvalue (λ_i), and percentage of variance explained by components (%VPC) are shown in this table. The eigenvalue (λ_i) represents the amount of variance computed by each PC **71**

Table 3.3. Principal-component loadings. Interpretation of the PCs is based on the finding of which parameters were most strongly correlated to each component. Values higher than 0.3 (with a positive or negative sign) are acceptable (p of 0.05). H_b is the wave breaker height, T is the wave period, Mz is the mean grain size, Ω is the dimensionless fall velocity, β is the beach slope, W is the mean beach width, Cv is the backshore mobility, Vv is the volume variation above datum, α is the shoreline orientation relative to true North, Y_s is the shoreface base depth, X_s is the shoreface base extension (X_s), $S\alpha$ is the shoreface slope, θ is the substrate slope, and Dh is the foredune height. **72**

Capítulo 5

Table 5.1. Model variables and data source used in the simulations **129**

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xi
SUMÁRIO	xii
ESTRUTURA DA TESE	15
CAPÍTULO 1	16
1. Considerações Iniciais	17
1.1. Objetivos	20
1.2. Importância de estudos do tema	21
1.3. Premissas e Hipóteses	22
1.4. Materiais e Métodos	24
CAPÍTULO 2	25
2. Barreiras Costeiras: Uma Revisão	26
2.1. Classificações e Escalas Costeiras	26
2.1.1 Nível do Mar e Linha de Costa	32
2.1.2 Último Máximo Glacial (UMG) e Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP)	35
2.2. Tipos de barreiras Costeiras	36
2.3. Distribuição Global	40
2.4. Origem de Barreiras Costeiras	41
2.5. Evolução de Barreiras e Variáveis de Controle	45
2.5.1. Suprimento de Sedimentos	47
2.5.2. Processos Costeiros	48
2.5.3. Nível do mar	51
2.5.4. Tectonismo	52
2.5.5. Gradiente do Substrato	53
2.5.6. Controle Climático	54
CAPÍTULO 3	55
3. Application of Multivariate Statistical Techniques in Alongshore Differentiation of Coastal Barriers	56
3.1. Introduction	56
3.2. Regional Setting	59
3.3. Material and Methods	63
3.3.1. Data sources	63
3.3.2. Multivariate data analysis	67
3.3.2.1. Previous studies using data from the coastal zone	67
3.3.2.2. This study	67

3.3.2.2.1. Hierarchical Cluster Analysis (HCA).....	68
3.3.2.2.2. Principal Component Analysis (PCA).....	68
3.4. Results.....	69
3.5. Discussion.....	73
3.5.1. On the representativeness of coastal parameters.....	73
3.5.2. Hierarchical Cluster Analysis (HCA).....	75
3.5.3. Principal Component Analysis (PCA).....	77
3.6. Conclusions.....	82
References (Capítulo 3).....	84
 CAPÍTULO 4.....	 93
4. Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul	94
4.1. Introdução.....	95
4.2. Área de Estudo.....	98
4.2.1. Geologia/Geomorfologia.....	98
4.2.2. Aspectos oceanográficos e climáticos.....	100
4.3. Materiais e Métodos.....	101
4.3.1. Análises em SIG.....	101
4.3.2. Levantamentos com Georadar.....	101
4.3.3. Processamento dos dados do Georadar.....	102
4.4. Resultados.....	102
4.5. Discussão.....	108
4.6. Conclusões.....	111
Referências Bibliográficas (Capítulo 4).....	113
 CAPÍTULO 5.....	 119
5. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil	120
5.1. Introduction.....	120
5.2. Study Area.....	123
5.3. The GEOMBEST Morphostratigraphic Model.....	125
5.3.1. Validation for the coast of RS.....	126
5.3.2. Input data and configuration of the simulations.....	129
5.3.2.1. Barrier and substrate morphology.....	129
5.3.2.2. Sedimentary budget and sea level behavior.....	131
5.4. Results.....	132
5.5. Discussions.....	135
5.5.1. The role of substrate slope.....	135
5.5.2. Long-term sedimentary budget (last 5.6 ka).....	137
5.6. Conclusions.....	139
References (Capítulo 5).....	141

CAPÍTULO 6.....	146
6. Considerações Finais.....	147
6.1. Análise Integradora	147
6.2. Recomendação de trabalhos futuros	151
Referências Bibliográficas (Capítulos 1, 2 e 6)	152
ANEXOS.....	163
I) Comprovante de aceite do artigo 1	163
II) Comprovante de submissão do artigo 2	163
III) Comprovante de submissão do artigo 3	163
IV) Parecer nº 1	164
V) Parecer nº 2	165
VI) Parecer nº 3	168

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo 1: Contempla aspectos introdutórios contendo os objetivos, a importância de pesquisar barreiras, as premissas e hipóteses e as principais ferramentas que foram utilizadas nesta tese.

Capítulo 2: Apresenta uma revisão de conceitos importantes e o estado da arte da evolução geológica de barreiras, intitulado de “**Barreiras Costeiras: Uma Revisão**”.

Capítulo 3: Contém o artigo científico “**Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers**” aceito para publicação no periódico *Marine Geology*.

Capítulo 4: É composto pelo artigo científico “**Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul**” submetido para: *Revista Brasileira de Geomorfologia*.

Capítulo 5: Apresenta o artigo científico “**Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil**” submetido para: *Geomorphology*.

Capítulo 6: Contém as considerações finais sob a forma de um texto integrador do conteúdo abordado nos capítulos anteriores e algumas recomendações de pesquisas futuras.

OBS:

- As referências bibliográficas citadas nos Capítulos 1, 2 e 6 se encontram ao final do Capítulo 6.
- Os capítulos 3, 4 e 5, que são artigos, possuem suas próprias listas de referências ao final de cada um.
- Os comprovantes de aceite e submissão dos artigos estão em anexo.

CAPÍTULO 1

1. Considerações Iniciais

Mais de 40% da população mundial habita uma estreita faixa de terra de 100 km de largura (da linha costa em direção ao interior do continente); ou seja, mais de três bilhões de pessoas (Singh *et al.*, 2005; Augustinus, 2009). Inclusive, 75% das maiores cidades do mundo se localizam no litoral (Figura 1.1). Por consequência, a densidade demográfica em áreas costeiras é três vezes maior que a média global (Small & Nicholls, 2003; Nicholls, 2018). Apesar de que nem toda costa é habitada, pouca extensão do litoral mundial permanece inalterada devido à ação antropogênica (Anthony, 2005). As zonas costeiras são as áreas que apresentam maior crescimento populacional e urbano no Brasil e no mundo. Diversas atividades econômicas e recreacionais utilizam as praias (barreiras costeiras), além é claro, de diversos outros benefícios para a sociedade e para os ecossistemas. Logo, nota-se a extrema importância de estudos e pesquisas conduzidos na zona costeira.

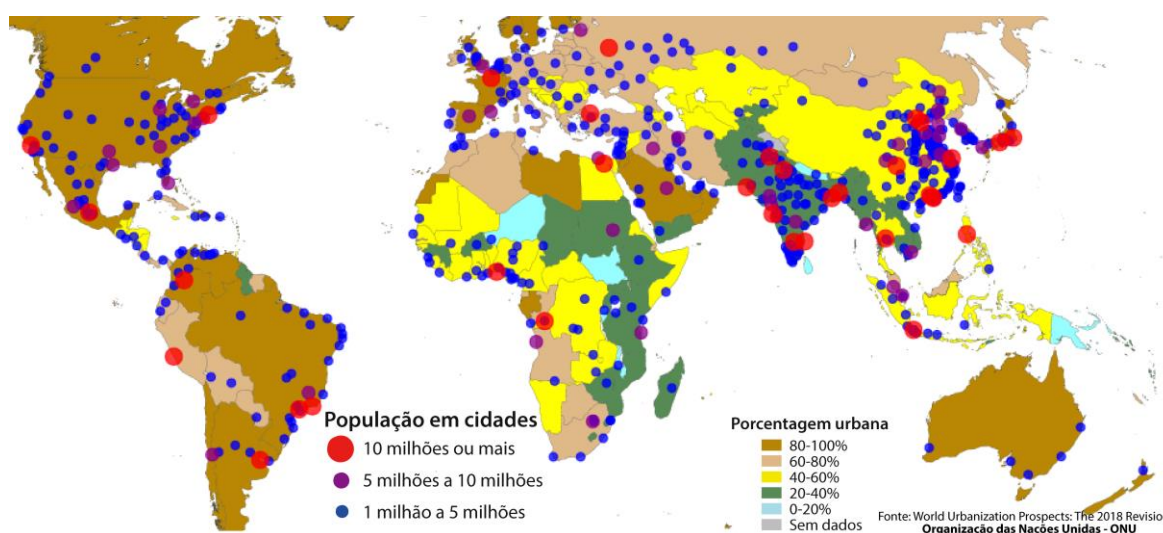


Figura 1.1. Dados de 2018 com a porcentagem da população urbana e aglomerações urbanas por classe de tamanho. As grandes cidades (aglomerações urbanas) estão situadas no litoral. (Fonte: <http://data.un.org/>)

A configuração atual das costas ao redor do globo é o resultado do equilíbrio dinâmico derivado do encontro entre o mar, a terra e a atmosfera. Sobretudo, é uma região com inúmeras variáveis ambientais atuantes a todo o momento, em diferentes escalas temporais e espaciais. Na zona costeira, a população se estabeleceu essencialmente em costas arenosas, principalmente em deltas e barreiras costeiras. Essas últimas constituem o principal elemento deposicional ou feição morfológica de costas de baixa declividade dominadas por ondas (Dillenburg & Hesp, 2009). Distribuídas mundialmente, as barreiras costeiras ocorrem principalmente em bacias com abundante suprimento de sedimento, situação essa encontrada em margens continentais do tipo Atlântico, especialmente na costa sul-brasileira.

Em relação às barreiras costeiras, podemos ressaltar algumas características e importâncias: representam o principal elemento deposicional de costas arenosas dominadas por ondas e com regime de micromaré (Dillenburg & Hesp, 2009); fornecem importante proteção física em relação a atuação de eventos extremos na zona costeira (Morton, 2008); desempenham serviços ecossistêmicos e constituem o habitat para diversas espécies animais e vegetais (Houser *et al.*, 2008; Vinent & Moore, 2014); têm participação significativa no ciclo de nutrientes e biomassa na costa (Theuerkauf & Rodriguez, 2017); e possuem alto valor cênico e importância econômica (Farber *et al.*, 2002; Dillenburg *et al.*, 2004a; Hou *et al.*, 2017). Além do mais, antigos depósitos de barreiras são reconhecidos como reservatórios de hidrocarbonetos (petróleo e gás) de alta qualidade e são muito utilizados para estudos de reservatórios análogos (Richardson *et al.*, 1988; Morse, 1994; Fruergaard *et al.*, 2015).

De forma cronocorrelata, no litoral oceânico do Rio Grande do Sul (RS) coexistem barreiras com comportamento/estratigrafia progradacional (regressiva), retrogradacional (transgressiva) e agradacional (estacionária) (Dillenburg *et al.*, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014). Estes comportamentos de barreiras representam uma situação específica de balanço de sedimentos em um determinado período de tempo, e refletem a resposta estratigráfica e morfológica resultante da relação da taxa de suprimento de sedimentos *versus* o espaço criado pela variação do nível do mar (Roy *et al.*, 1994; Flemming, 2002; Rosa *et al.*, 2017).

No geral, além de comportamentos diferentes, as barreiras costeiras exibem uma ampla variabilidade em termos de configurações e geomorfologias superficiais (Roy *et al.*, 1994; Hesp & Short, 1999). Possuem componentes subaéreos (dunas e pós-praia), parcialmente aéreos-subaquosos (praia) e totalmente subaquosos (antepraia). Em outras palavras, as barreiras possuem uma parte emersa e uma parte submersa, e englobam o sistema praiial em sua totalidade (Figura 1.2). Esses componentes interagem e compartilham sedimentos em várias escalas temporais e espaciais (Cowell *et al.*, 2003a). O capítulo 2 aborda esses temas numa revisão da literatura.

O litoral médio do RS, entre São José do Norte e Cidreira, compreende um dos trechos menos estudados das barreiras costeiras da porção emersa da Baía de Pelotas. Esse setor exhibe alternância de comportamento (regressivo/progradacional, estacionário/agradacional e transgressivo/retrogradacional) em uma extensão de

250 km (Figura 1.2). É possível destacar algumas pesquisas importantes sobre a evolução costeira nesse trecho, como por exemplo: Munaro (1994) e Dillenburg *et al.* (2004a) sobre a barreira de Bujuru; Travessas *et al.* (2005) realizada em Cidreira; Martinho *et al.* (2008 e 2009) ao longo do litoral médio e Barboza *et al.* (2018), na imediações do Estreito. Nesse contexto, as barreiras holocênicas do litoral médio do RS carecem de maiores estudos. Além disso, é um trecho ideal para testar a variabilidade espacial dos diferentes controles envolvidos na definição dos comportamentos de barreiras.

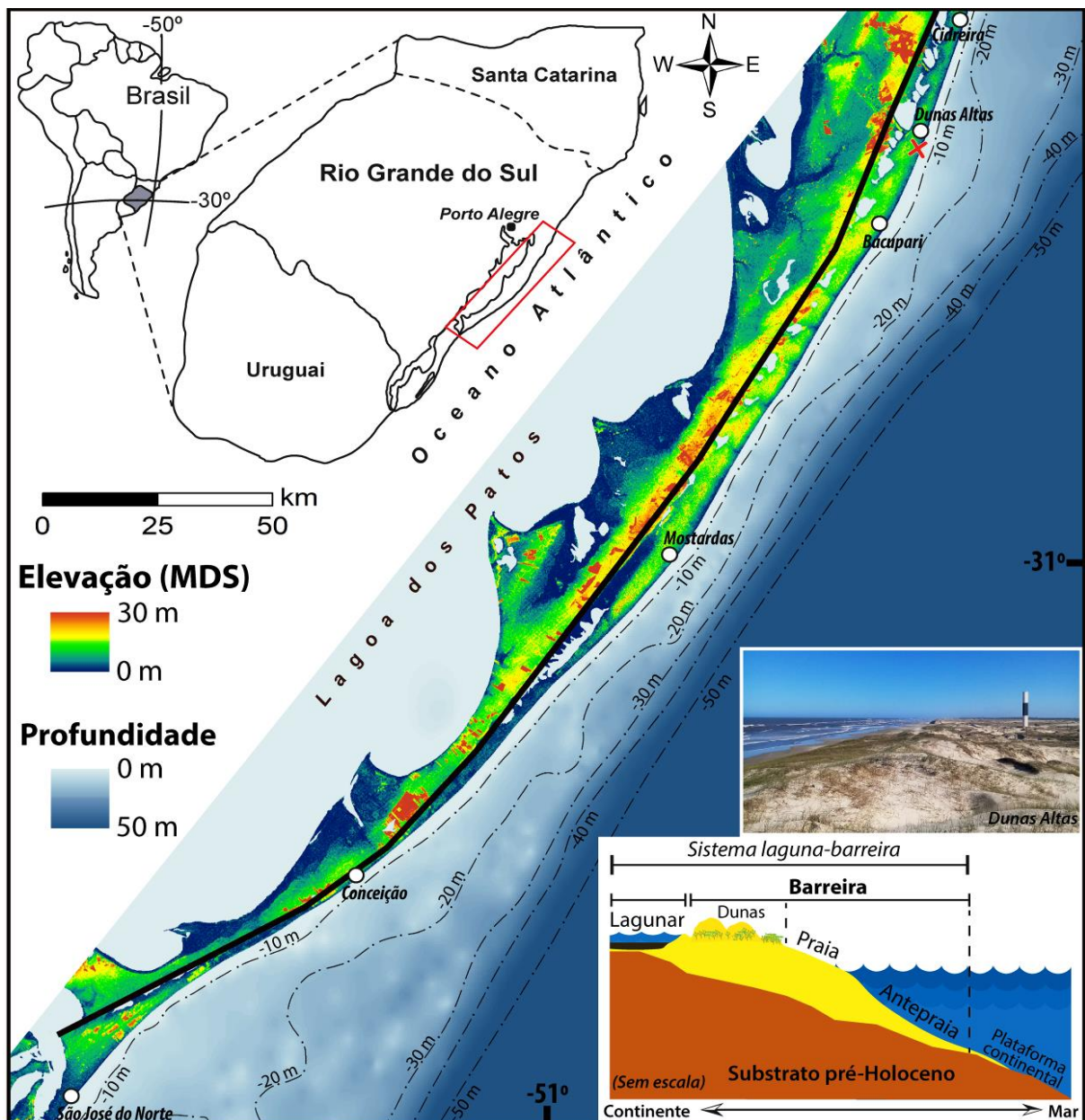


Figura 1.2. Litoral médio do Rio Grande do Sul (RS), que constitui a área de estudo desta tese, mostrando a elevação (Modelo Digital de Superfície – MDS – *ALOS World 3D*), a batimetria (GEBCO 2019), um modelo esquemático geral das partes de um sistema laguna-barreira e de uma barreira costeira e uma foto da barreira costeira holocênica na região de Dunas Altas (marcado com um xis vermelho). A linha preta demarca o limite continental do sistema laguna-barreira holocênico.

1.1. Objetivos

Conforme a literatura, diversas variáveis e condicionantes atuam para estabelecer o tipo de barreira existente em um determinado local (Swift & Thorne, 1991; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg & Hesp, 2009; Cooper *et al.*, 2018). Isto é, algum fator será mais ou menos importante de acordo com o contexto regional.

O objetivo principal desta tese é contribuir para o entendimento dos fatores geológicos, geomorfológicos e/ou oceanográficos que são determinantes na conformação da barreira holocênica do litoral médio do RS (um dos setores menos conhecidos da porção emersa da Bacia de Pelotas). E, também, documentar as mudanças estratigráficas da barreira ao longo dos seus segmentos transicionais. Além disso, espera-se que tal contribuição possa vir a elucidar alguns padrões e relações estatísticas de variáveis ligadas ao comportamento da barreira/sistema praial, bem como servir de base para planejamento territorial costeiro e ações de manejo.

Objetivos específicos:

- Avaliar a existência de relações entre diferentes variáveis costeiras (relacionadas ao sistema praial) com o comportamento em larga escala e longo período da barreira adjacente (barreira como um todo);
- Analisar e interpretar padrões de correlação entre diferentes parâmetros (variáveis) na barreira costeira, com o propósito de subdividir o litoral médio do RS em setores semelhantes;
- Descrever a variação do padrão de empilhamento de fácies (arquitetura deposicional) da barreira holocênica entre o Estreito e Bacupari;
- Caracterizar a tendência evolutiva do litoral médio tendo como base os últimos 500 m (partindo da linha de costa), os quais se estima que devam corresponder aos últimos séculos, ou mesmo poucos milênios de evolução costeira;
- Analisar as variações batimétricas da plataforma continental adjacente como forma de avaliar a variabilidade longitudinal da declividade do substrato, por meio de ferramentas de análise espacial em ambiente de Sistemas de Informações Geográficas (SIG);
- Estimar qualitativamente e quantitativamente a influência dos principais fatores condicionantes de larga escala e longo período na atual conformação e comportamento da barreira do litoral médio.

1.2. Importância de estudos do tema

Além da motivação puramente acadêmica, sobre conhecer melhor os fatores condicionantes dos comportamentos de barreiras costeiras, podemos ressaltar outras implicações diretas relacionadas ao estudo de barreiras que justificam pesquisas desse gênero, como o planejamento do uso e ocupação costeira (aplicação no gerenciamento costeiro), a aplicabilidade na prospecção mineral (estudos de reservatórios análogos, ou exploração de minerais pesados, por exemplo) e estudos como indicadores (paleo) climáticos:

- Conforme diversos autores, a maioria das costas arenosas do mundo está em uma fase de transgressão ou erosão, na qual o volume de sedimentos aportado é insuficiente para criar um perfil de equilíbrio (Bird, 1985; Galgano *et al.*, 1998; Leatherman *et al.*, 2000; Clifton, 2005; Luijendijk *et al.*, 2018; Athanasiou *et al.*, 2019). A erosão costeira no litoral RS é um tema frequente de pesquisas científicas (*i.e.* Esteves *et al.*, 2002; Dillenburg *et al.*, 2004b; Toldo *et al.*, 2005; Portz *et al.*, 2010; Albuquerque *et al.*, 2013). Uma avaliação mais recente sugere que 45% da linha de costa do RS está em erosão moderada e cerca de 4% em erosão acentuada (Nicolodi *et al.*, 2018). Entretanto, análises isoladas do deslocamento da linha de costa podem ser resultantes de uma variabilidade natural inter-decadal (Crowell *et al.*, 1993; Stive *et al.*, 2002), não refletindo a característica da zona costeira em maior escala temporal. Para tanto, uma caracterização da tendência da linha de costa da barreira utilizando Georadar é fundamental, pois fornece dados que evidenciam a tendência evolutiva em escala de tempo geológica (Barboza *et al.*, 2018). O entendimento dos fatores de controle do suprimento de sedimento, da morfologia costeira e da dinâmica da barreira em longo prazo é fundamental para o manejo costeiro (Oost *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2014; Leal *et al.*, 2016; Cristiano *et al.*, 2017). Estudos de longo prazo e larga escala parecem ter pouco aproveitamento para a sociedade, devido a curta escala de vida dos seres humanos; contudo, cada vez mais se busca a integração de escalas espaciais e temporais distintas para a predição e o melhor entendimento do ambiente costeiro, utilizando análises geomorfológicas e estratigráficas de longo período (Gallop *et al.*, 2015; Martins *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019).

- Sistemas deposicionais modernos como análogos de reservatório de hidrocarbonetos recebem vasta atenção de pesquisadores e profissionais envolvidos na pesquisa, desenvolvimento, exploração e produção de derivados de petróleo (Morse, 1994; Johannessen *et al.*, 2010; Fruergaard *et al.*, 2015). Óleo e gás podem ocorrer em vários tipos de reservatórios sedimentares como, por exemplo, em depósitos arenosos siliciclásticos eólicos, de preenchimento de canais e depósitos arenosos regressivos, de uma maneira geral, como as barreiras costeiras regressivas (Richardson *et al.*, 1988; Ambrose *et al.*, 1991). A geometria dessas barreiras é um dos principais parâmetros estudados; logo, a variação lateral das fácies da barreira, ou seja, a sua continuidade lateral é muito importante (Galloway, 1986). Além de proporcionar um estudo de reservatórios análogos, as barreiras costeiras possuem recursos minerais passíveis de mineração, como por exemplo, minerais pesados com altos teores de metais (Dillenburg *et al.*, 2004; Hou *et al.*, 2017; Westphalen *et al.*, 2017).
- Ambientes sedimentares costeiros podem registrar importantes mudanças climáticas e ambientais, sejam elas naturais (*i.e.* LIA – *Little Ice Age*, Guedes *et al.*, 2011; Scarelli *et al.*, 2017; Dillenburg *et al.*, 2017) ou antrópicas (Miselis & Lorenzo-Trueba, 2017; Hein *et al.*, 2019). De maneira geral, as formas e sedimentos das barreiras costeiras podem preservar no registro geológico materiais físicos, químicos e biológicos que constituem *proxies* paleoclimáticos (USGS, 2019). Nos últimos anos, intensificaram-se diversas pesquisas buscando o entendimento de como as barreiras costeiras responderam às mudanças climáticas no passado e como vão responder às mudanças decorrentes do aquecimento global (Figueiredo, 2013; Zinnert *et al.*, 2019). Além disso, subambientes e feições de barreiras servem como paleo indicadores de tempestades (Mason *et al.*, 1997; Goslin & Clemmensen, 2017) e de oscilações do nível do mar (Dillenburg *et al.*, 2019a; Williams *et al.*, 2019), por exemplo.

1.3. Premissas e Hipóteses

Partindo de algumas características gerais da Margem Continental Sul-Brasileira (Asmus & Baisch, 1983), em particular do trecho que compreende a costa

do RS (parte da porção emersa da Bacia de Pelotas), em conjunto com conhecimentos pré-existentes no campo de estudo da evolução de barreiras costeiras, podemos elencar algumas premissas principais:

- Os termos regressão e transgressão (*sensu* Curray, 1964) se referem ao deslocamento da linha de costa, ao passo que os termos progradação e retrogradação dizem respeito ao padrão de empilhamento de fácies (*sensu* Roy *et al.*, 1994). No entanto, ambos os termos podem ser empregados como sinônimos para designar comportamentos de barreiras;
- Devido à relativa estabilidade tectônica da Bacia de Pelotas durante o Quaternário, um mesmo comportamento do nível do mar ao longo do final do Pleistoceno e por todo o Holoceno foi considerado para a área estudada (Corrêa, 1996; Angulo *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2017);
- A atual morfologia da plataforma continental do RS é considerada uma herança geológica pouco modificada da topografia antecedente (topografia costeira que foi inundada e retrabalhada pela subida do nível do mar) (Dillenburg *et al.*, 2000);
- Desde a implantação do sistema laguna-barreira holocênico (~7-6 ka) (Dillenburg *et al.*, 2009), não houve aporte importante de sedimentos arenosos de natureza fluvial, constituindo uma plataforma continental autóctone (*sensu* Swift, 1974);
- De acordo com evidências geológicas e sedimentares, os processos costeiros (clima de ondas e os padrões de transporte de sedimentos ao longo da costa) não mudaram de forma significativa desde o Holoceno médio e tardio (Dillenburg *et al.*, 2004 e 2017; Martinho *et al.*, 2009).

Considerando as premissas acima, a principal hipótese desta tese considera que mudanças pequenas (da ordem de minutos de graus) observadas na morfologia da plataforma continental podem explicar a variabilidade espacial de comportamentos da barreira holocênica do RS em curtas distâncias (e vice-versa). Essa variabilidade morfológica influencia as condicionantes autogênicas da área de estudo, podendo, então, comandar a evolução costeira e a atual configuração do litoral médio. Além disso, devido ao déficit ou superávit de sedimentos, alguns padrões de relação de variáveis envolvidas na evolução costeira podem ser reconhecidos de acordo com o tipo específico de barreira.

1.4. Materiais e Métodos

Para testar as hipóteses acima e alcançar os objetivos propostos desta tese, diferentes abordagens foram necessárias. Dessa forma, três artigos (Capítulos 3, 4 e 5) foram produzidos utilizando procedimentos metodológicos e tipo/fonte de dados distintos. A seguir, serão mencionadas brevemente as principais ferramentas utilizadas em cada artigo (a descrição detalhada encontra-se nos mesmos):

- Para avaliar as relações entre diferentes parâmetros costeiros, buscar padrões de ocorrência e setorizar as barreiras costeiras, foram utilizadas duas técnicas de análises estatísticas multivariadas: Análise de Agrupamento Hierárquico (HCA – *Hierarchical Cluster Analysis*) e Análise de Componentes Principais (PCA – *Principal Component Analysis*). Os dados geológicos e oceanográficos utilizados nos tratamentos estatísticos provêm de diversas fontes. **Este é o tema do Capítulo 3.**
- Levantamentos geofísicos de Georadar (GPR – *Ground Penetrating Radar*) permitiram estabelecer a variação de radarfácies (entendidas como diferentes unidades deposicionais) da barreira holocênica entre o Estreito e Bacupari. Esses dados, em conjunto com um Modelo Digital de Superfície (MDS) de última geração (TanDEM-X) e levantamentos altimétricos de detalhe (GNSS), foram utilizados para estabelecer a tendência evolutiva do litoral médio. **Este é o assunto do Capítulo 4.**
- A declividade do substrato foi inferida através da GEBCO 2019 (*The General Bathymetric Chart of the Oceans*), com correção das cartas náuticas da Marinha do Brasil em ambiente de SIG. Esse dado foi utilizado para alimentar o modelo morfoestratigráfico GEOMBEST (*Geomorphic Model of Barrier, Estuarine and Shoreface Translations*), que lida com a evolução de um sistema laguna-barreira ao longo de séculos a milênios. Assim, esse modelo foi empregado para interpretar a variabilidade dos principais fatores de controle responsáveis pela posição atual e pelo comportamento da barreira holocênica ao longo do litoral médio. **O Capítulo 5 explora este tema.**

CAPÍTULO 2

2. Barreiras Costeiras: Uma Revisão

O que é uma barreira costeira? Embora diversas definições possam ser encontradas na literatura, uma barreira costeira é essencialmente um depósito linear de sedimento inconsolidado (areia, cascalho, fragmentos de conchas e pequenas quantidades de matéria orgânica) paralelo à costa, formado pela ação de processos costeiros (principalmente por ondas). Possui uma porção submersa (antepraia), uma parte parcialmente submersa-emersa de acordo com ondas e marés (praia, zona de estirâncio) e uma porção emersa (pós-praia e dunas). Assim, as praias arenosas são a porção do encontro da barreira com o mar na parte emersa.

Vários fatores de controle determinam o comportamento morfológico e estratigráfico de barreiras, como por exemplo: a declividade do substrato (Belknap & Kraft, 1985; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000); a geologia/composição do substrato (Riggs *et al.*, 1995; Wernette *et al.*, 2018); taxas de soerguimento e subsidência tectônica (Martínez *et al.*, 2000); o comportamento do nível do mar (Carter *et al.*, 1989); a morfodinâmica da antepraia (Niedoroda *et al.*, 1985; Cowell & Kinsela, 2018); interações com depósitos lagunares (Brenner *et al.*, 2015); o suprimento de sedimentos (Dillenburg *et al.*, 2017), dentre outros. Esses fatores interagem com os processos costeiros em várias escalas temporais e espaciais.

Com o objetivo de sintetizar alguns conhecimentos de uma forma didática e concisa, este capítulo aborda conceitos importantes sobre classificações e escalas costeiras, os tipos de barreiras costeiras e os principais fatores de controle envolvidos em sua gênese e evolução.

2.1. Classificações e Escalas Costeiras

Pesquisas geocientíficas são realizadas em diversas escalas, tanto temporais como espaciais. De certa forma, a ciência é balizada pelas dimensões temporais e espaciais da nossa observação (Church, 1996; Blue & Brierley, 2015). Os processos envolvidos nos campos das ciências Exatas e da Terra (e área Biológica) interagem desde escalas atômicas até escalas planetárias, e operam em frações de tempo de milésimos de segundos até bilhões de anos (Figura 2.1). Por exemplo, algumas medidas são realizadas em tamanhos pequeníssimos, como em angström (*i.e.* estruturas de argilas), enquanto outras em tamanho muito grande, relativos a continentes (*i.e.* placas continentais) (Boer, 1992).

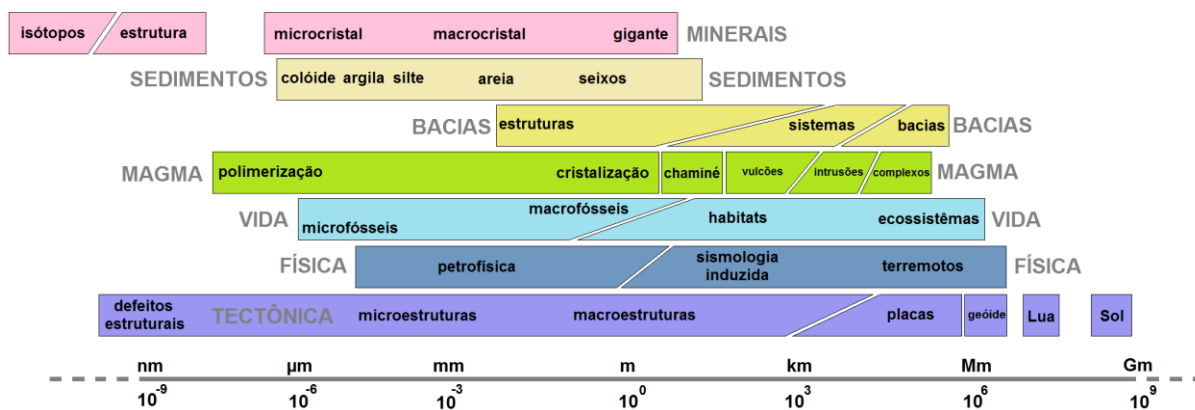


Figura 2.1. Escalas na geociência. Nossas percepções são moldadas de acordo com a escala de observação de um determinado fenômeno. Modificado (<https://agilescientific.com/blog/2011/4/7/the-scales-of-geoscience.html>)

A forma e o funcionamento de qualquer sistema geomorfológico é o produto final dos processos operantes em todas as escalas e seus diferentes níveis, desde o menor até o maior. A escala de trabalho vai depender do sistema que está sendo estudado e do objetivo final da pesquisa, ou seja, alguns níveis da escala serão majoritariamente mais importantes que outros e alguns são até mesmo desprezíveis; portanto, há uma hierarquia de importância na geociência em geral. Isso levanta algumas questões pertinentes: quais as escalas importantes; qual a correlação dos processos de curto período com os de longo período e suas retroalimentações; e como transferir e extrapolar conhecimentos de uma escala para outra (Boer, 1992; Gallop *et al.*, 2015).

Um mesmo ambiente sedimentar produz unidades morfológicas de diversas escalas e ordens de magnitudes (*i.e.* a zona costeira). Com isso, comumente é necessário juntar diferentes escalas, tanto temporais como espaciais, além de um raciocínio holístico, para poder compreender o estágio evolutivo de um certo ambiente. Aliás, é comum que mudanças morfológicas de larga escala sejam o resultado da acumulação constante de alterações na morfologia em pequenas escalas, sendo dependentes da frequência e magnitudes dos mecanismos de controle. Entretanto, processos que atuam numa escala muito pequena podem aparecer como uma espécie de “ruído” quando em interações com processos de larga escala. Não obstante, estes podem ser considerados constantes (variando lentamente) perante os de pequena escala (*i.e.* nível do mar subindo devido à deglaciação de geleiras) (De Vriend, 1991; Roy *et al.*, 1994; Gallop *et al.*, 2015).

As costas experimentam todas essas variabilidades em termos de escalas. Além do mais, obedecem a fatores tectônicos, estruturais, tipo e disponibilidade de

sedimento, posição do nível do mar, processos costeiros (ondas, correntes e marés), processos climáticos, eventos extremos e até mesmo interferência humana (Carter, 1988; Cowell & Thom, 1994; Stive & De Vriend, 1995; Davis Jr, 1997; Rijn *et al.*, 2003).

O número de classificações costeiras é bem amplo. Podem ser classificações tanto relacionadas a escalas (espaciais e de tempo) quanto ao ambiente em si. Cada proposta reflete o campo de atuação do pesquisador e envolve algum e/ou alguns fatores ambientais, ou seja, áreas do conhecimento como: geomorfologia, processos oceanográfico-costeiros, estratigrafia, ambientes deposicionais etc. Normalmente, os esquemas de classificações são alicerçados em três categorias gerais: morfológicas, variáveis de controle e puramente genéticas. Vale ressaltar que alguns autores publicaram excelentes revisões sobre esse tema, como por exemplo: Bird (2000), Woodroffe (2002), Fairbridge (2004) e Stive *et al.* (2009).

Johnson (1919) introduz uma classificação genética baseada nas mudanças do nível do mar. O autor classifica as costas em: submergentes, emergentes e neutras. Contudo, a morfologia atual da maioria das costas pode não refletir as condições modernas (Roy *et al.*, 1994).

O esquema de Valentin (1952) seguiu um caminho similar, com uma ênfase nos processos físicos, na qual o autor classifica as costas entre aquelas que avançaram e aquelas que recuaram em função de diversos fatores como emersão, submersão, erosão, acreção etc. Nessa mesma vertente, alguns outros pesquisadores como Davies (1964), Hayes (1979) e Davis Jr & Hayes (1984) postularam classificações costeiras cujos processos físicos costeiros são preponderantes no desenvolvimento das feições costeiras. A classificação de Davies (1964) é baseada no domínio de marés (micro, meso e macro marés), enquanto Hayes (1979) quantifica a relação de ondas versus marés em seu modelo, ou seja; ambas levam em conta o regime hidrodinâmico. O modelo esquemático de Davis Jr & Hayes (1984), na Figura 2.2, esboça uma classificação com base em processos oceanográficos, em que os eixos representam a amplitude de maré e a altura média das ondas.

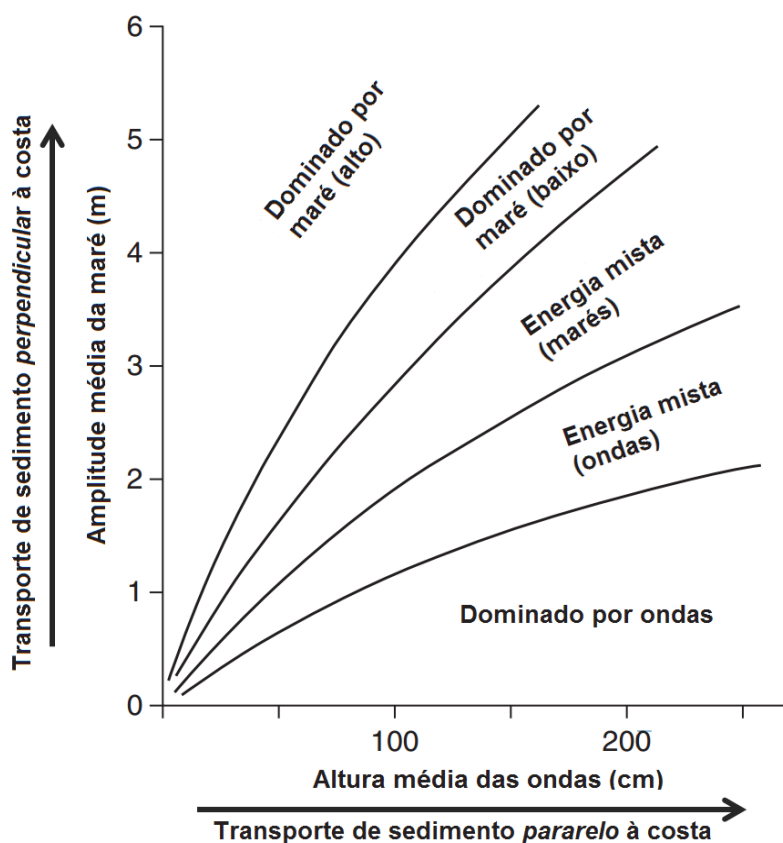


Figura 2.2. Classificação da costa de acordo com a dominância de ondas versus marés. Modificado de Davis Jr & Hayes (1984)

Shepard (1973) integrou diversas ideias de classificações pretéritas, e ponderou a relativa importância de agentes primários (costas modeladas basicamente sem influência de agentes marinhos) e secundários (costa é modelada primariamente por processos marinhos). Já em relação à classificação evolucionária de ambientes deposicionais costeiros, os modelos de Dalrymple *et al.* (1992) e Boyd *et al.* (1992) são muito úteis. Essas últimas traduzem que os ambientes costeiros são dinâmicos; ou seja, podem variar no tempo e no espaço.

Como ressaltado por Augustinus (2009), algumas tentativas de distinguir os diferentes níveis das escalas do sistema costeiro, no passado, levavam em conta somente a evolução geológica e/ou geomorfológica. Nesse caso, a mais citada foi elaborada por Inman & Nordstrom (1971) na publicação “*On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts*”. Então, a partir de critérios tectônicos e morfológicos e por sua dimensão e controles, será possível classificar a costa em três níveis. A primeira ordem possui comprimento, largura e altura na magnitude de 1000 km, 100 km e 10 km respectivamente, e são controlados pelo ambiente tectônico geral (posição da costa em relação ao limite de placas). Neste domínio se incluem a margem continental, a planície costeira e as montanhas costeiras, por

exemplo. As feições de segunda ordem — baías, deltas, cânions submarinos etc. — possuem magnitudes de 100 km, 10 km e 1 km para o comprimento, a largura e altura, respectivamente; e são controlados principalmente por processos regionais de erosão e sedimentação, modificando as feições de primeira ordem. E, por fim, temos as feições de terceira ordem que são as componentes praias resultantes das modificações locais dos termos de segunda ordem pela ação de processos costeiros como ondas, correntes e marés. Entretanto, essa classificação carece de uma componente temporal, além de alguns outros entraves e incertezas.

Uma gama de publicações foi elaborada a fim de comparar as escalas espaciais com a componente temporal sob a qual os processos costeiros e a evolução costeira ocorrem tanto em perspectivas geomorfológicas quanto em sedimentológicas e morfodinâmicas (*i.e.* Kraus *et al.*, 1991; Cowell & Thom, 1994; Finkl, 2004; Pye & Blott, 2008; Gelfenbaum & Kaminsky, 2010; Hapke & Plant, 2010; Long & Plant, 2012; Woodroffe & Murray-Wallace, 2012; Hein *et al.*, 2019). Merece destaque o trabalho de Cowell & Thom (1994), na qual os autores agruparam em quatro classes as escalas de tempo e processos correlacionadas com a evolução costeira (escala de tamanho) (Figura 2.3). Assim, temos as escalas/classes:

- **Instantânea:** É a menor escala. Compreende as mudanças morfológicas provocadas por agentes dinâmicos (ondas, marés etc.) em um único ciclo. A destruição de *ripples* durante a passagem de um grupo de ondas e o deslocamento horizontal de um banco arenoso durante um ciclo de maré são exemplos de mudanças instantâneas na morfologia. Ocorrem entre segundos a vários dias e até mesmo semanas.
- **Eventos:** O sistema responde a uma perturbação. Essa perturbação varia desde eventos individuais até variações sazonais dos agentes costeiros. A título de exemplo: erosão de dunas frontais devido às ondas de tempestades e o fechamento periódico de uma desembocadura ou canal de ligação (*inlet*). Duração entre alguns dias até alguns anos.
- **Engenharia:** O comportamento costeiro responde a diversas flutuações nas variáveis ambientais. O desenvolvimento de um cordão de duna frontal ou um cordão de praia e a migração de alguma desembocadura são exemplos de episódios enquadrados na referida escala. Corresponde a meses, décadas e até séculos.
- **Geológica:** É a maior escala. Enquanto as outras três escalas morfológicas se

referem a alterações nas forçantes ambientais costeiras, esta corresponde a mudança geomorfológica perante tendências médias de forçantes de longo período (*i.e.* nível do mar e clima). O preenchimento de um estuário é um exemplo dessa classe. Essa escala opera na ordem de décadas até milênios.

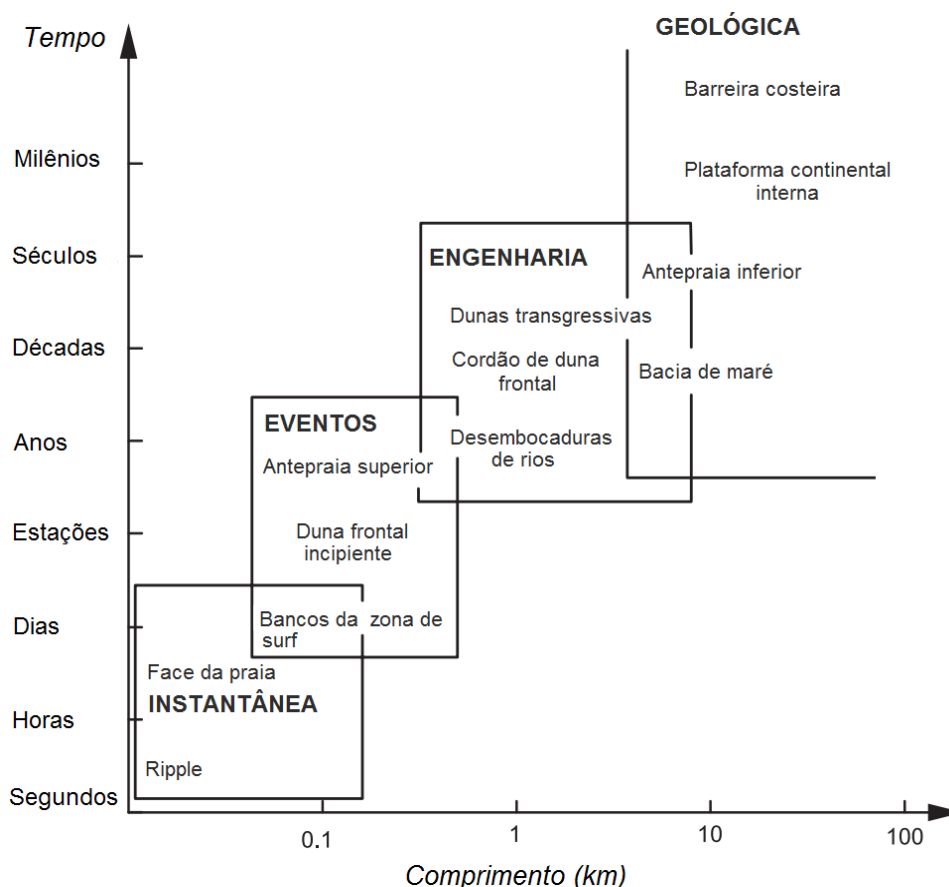


Figura 2.3. Variações temporais e espaciais envolvidas no ambiente costeiro. Modificado de Cowell & Thom (1994)

A morfodinâmica costeira, seu comportamento e seu produto final — a evolução costeira — são mutáveis no tempo e espaço. Woodroffe (2007) ressalta que a eixo temporal normalmente é tratado como linear e progressivo, contudo, ele pode ser circular e cíclico em alguns casos. As classificações de costas citadas nos parágrafos anteriores, normalmente, correspondem a maior escala temporal. Podemos citar ainda alguns exemplos de feições e fenômenos costeiros com base em diferentes escalas temporais e espaciais (Tabela 2.1) (Whitehouse *et al.*, 2009).

Mais recentemente, Hein *et al.* (2019) apresentam um modelo conceitual simplificado integrando os principais fatores antrópicos e naturais que influenciam no balanço sedimentar das zonas costeiras (Figura 2.4). Segundo os autores, as barreiras atuais existem num estado de equilíbrio dinâmico e refletem mudanças

naturais milenares e alterações antropogênicas de mais de dezenas de anos.

Tabela 2.1. Exemplos de processos em diferentes escalas, tanto espaciais quanto temporais. Modificado de *Whitehouse et al. (2009)*

Escala de tempo	Escala espacial
- Segundos: turbulência devido ao fluxo hidráulico	- Milímetro (mm): movimento de grão de sedimento
- Horas: tempestades, marés	- Metros (m) - Centenas de metros: transporte de sedimento grosso (>2 mm) durante uma tempestade
- Meses: estações do ano	- Metros (m) - Quilômetros (km): transporte de sedimento fino (<64 μm) durante uma tempestade
- Anos-décadas: ciclo Lunar	- Centenas de quilômetros (km): reorientação geológica em larga escala
- Décadas-séculos: reorientação	
- Milênios: evolução costeira em escala geológica	

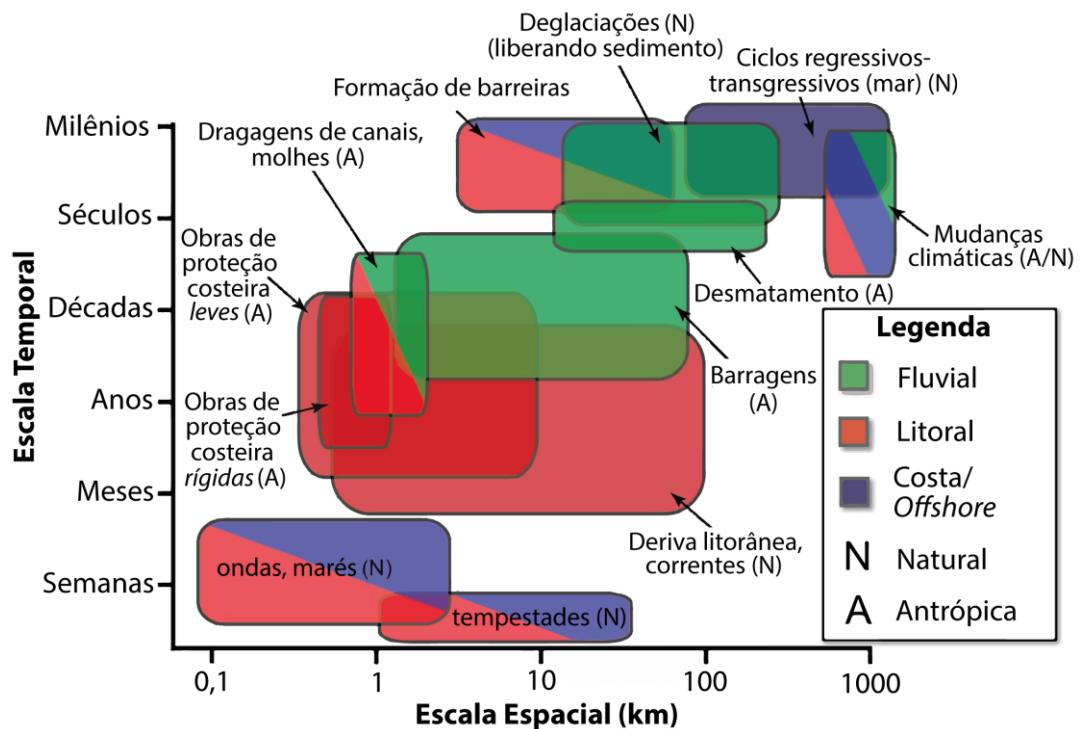


Figura 2.4. Modelo conceitual dos fatores naturais e humanos (antrópicos) que influenciam no balanço de sedimentos nas zonas costeiras. Modificado de *Hein et al. (2019)*

2.1.1 Nível do Mar e Linha de Costa

Podemos utilizar um modelo ideal hipotético (*Figura 2.5*) para compreender as diferentes escalas de mensuração do nível mar (*Jervey, 1988*). Dentre as medidas possíveis, está a distância entre a superfície d'água e o fundo do mar (a "espessura" da lâmina d'água), ou seja, a profundidade. Em seguida, podemos

definir a medida da superfície do mar até o centro da Terra como o nível eustático. E por fim; caso sejam descontadas as mudanças eustáticas, é possível obter a distância entre uma superfície pré-existente (o embasamento que está abaixo do pacote sedimentar atual) e a superfície do mar, isto é, mudanças produzidas por fatores tectônicos. Comumente, o termo nível relativo do mar (NRM) engloba tanto os efeitos eustáticos quanto os tectônicos (isostáticos).

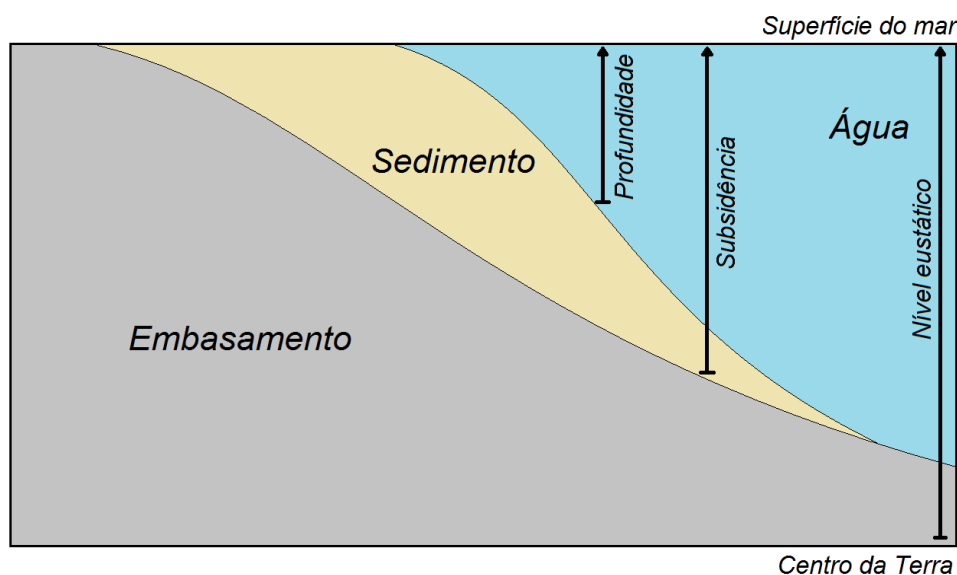


Figura 2.5. Diferentes medidas do nível do mar. Modificado de Jervey (1988)

Como mencionado anteriormente, as definições e conceitos de termos-chave, em se tratando de barreiras costeiras, são amplas e variáveis — principalmente por causa das diferentes abordagens geomorfológicas e estratigráficas. Tais termos são utilizados indistintamente, desta forma é necessário definir os seus significados nessa monografia. Portanto, de uma forma simplificada, a exemplo de Curray (1964) e Mitchum (1977), temos:

- **Transgressão:** deslocamento da linha de costa em direção ao continente.
- **Regressão:** deslocamento da linha de costa em direção à bacia.

De certo modo, a posição da linha de costa é efêmera. A linha de costa não erode e nem ganha sedimento, ela se desloca espacialmente através do tempo. Conforme Bokuniewicz (2005) e Catuneanu *et al.* (2011) esses termos definidos acima são utilizados para determinar mudanças graduais na posição da linha de costa, independente do fator que causou sua migração (que podem ser uma combinação de três fatores: (i) mudança eustática do nível do mar; (ii) subsistência/soerguimento; e (iii) sedimentação/erosão), sendo normalmente

utilizados para os deslocamentos da linha de costa como resultado de glaciações e deglaciações. Além do mais, sua escala temporal é relativamente de longo termo ($>10^3$ anos). É importante ressaltar a diferença entre o deslocamento lateral da linha de costa e o movimento vertical do nível do mar (ambos nem sempre se correlacionam).

Os termos progradação, retrogradação e agradação se referem ao preenchimento da bacia por sedimentos e a arquitetura deposicional (padrão de empilhamento de fácies), e são relacionados com variações no espaço de acomodação da bacia e suprimento sedimentar. Ou seja, mudanças no nível do mar acarretam mudanças no nível de base e, portanto, alterações na quantidade de espaço disponível para ser preenchido por sedimento e água (Curry, 1964; Jervey, 1988; Bertram, 2012). Podemos definir tais termos como:

- **Progradação**: deslocamento dos sistemas deposicionais em direção à bacia.
- **Retrogradação**: deslocamento dos sistemas deposicionais em direção ao continente.
- **Agradação**: empilhamento vertical de fácies, o sistema deposicional permanece estacionário.

Os diferentes tipos de migrações da linha de costa vão gerar depósitos genéticos com tendências diferentes. As transgressões ocorrem quando a taxa de elevação do nível do mar excede a taxa de sedimentação, ocasionando um aumento no espaço de acomodação; isto é, há uma tendência deposicional de retrogradação. As regressões acontecem de duas formas: associadas a uma queda no nível do mar (regressão forçada); e quando associadas a uma superação da taxa de sedimentação ante a elevação do nível do mar (regressão normal). Na regressão forçada, há tendência deposicional de progradação com degradação, enquanto na normal ocorre progradação com agradação. E temos ainda a linha de costa estacionária, que por sua vez não apresenta grandes deslocamentos ao longo do tempo ou apresenta intercalações de deslocamento sem uma resultante líquida.

As taxas de mudanças do NRM vão controlar o desenvolvimento do pacote sedimentar (Curry, 1964; Jervey, 1988; Roy *et al.*, 1994; Catuneanu *et al.*, 2011). Uma transgressão marinha pode ocorrer não necessariamente somente em função do aumento do nível do mar, mas também ocasionada por um balanço negativo de sedimento. O mesmo para uma regressão, que pode acontecer mesmo com o nível

do mar subindo, como resultado de um expressivo suprimento de sedimento. De fato, cada local necessita do seu próprio modelo de mudança do nível do mar eustático, ou seja, sua própria “solução estática” (Morner, 1987). Basicamente, o NRM em qualquer região é o resultado de fatores crustais e oceânicos que operam em diversas escalas temporais e espaciais (Nelson *et al.*, 1996).

2.1.2. Último Máximo Glacial (UMG) e Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP)

Há registros de pelo menos cinco maiores períodos de nível de mar alto relacionados com os picos dos estágios isotópicos do oxigênio (*Marine isotope stages – MIS*) de Imbrie *et al.* (1984) para o Quaternário tardio. Esses picos correlacionáveis, do mais antigo para o mais recente são 11, 9, 7, 5 e 1. Contudo, o foco deste capítulo está no comportamento do nível do mar no final do Pleistoceno e durante o Holoceno.

Dois conceitos importantes que são frequentemente confundidos: Último Máximo Glacial - UMG (*Last Glacial Maximum - LGM*) e Transgressão Marinha Pós-Glacial - TMP (*Post-Glacial Marine Transgression - PMT*). Esses conceitos são relacionados, porém não são sinônimos.

O Último Máximo Glacial (UMG) do MIS 2 (também denominado de ‘estágio isotópico do oxigênio – OIS’) pode ser definido como o período com maior volume de gelo global ou onde as maiores geleiras alcançaram sua máxima extensão (Chiverrell & Thomas, 2010). Há pequenas divergências em relação à cronologia de início e duração do UMG (*i.e.* Peltier, 1998 e 2002; Mix *et al.*, 2001; Clark *et al.*, 2009 e 2012; Chiverrell & Thomas, 2010) principalmente por fatores locais, mas de certo modo é um consenso que ocorreu por volta de 20-18 ka atrás. À época, o nível do mar global (eustático) estava mais de 100 m abaixo do atual na maioria das costas do mundo (Milliman & Emery, 1968; Fairbanks, 1989; Corrêa, 1996; Peltier, 1998). Então, devido à deglaciação — que foi o principal fator — o nível do mar subiu em diferentes taxas até o nível semelhante ao atual (Swift, 1974; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000; Lambeck & Chappell, 2001; Miller *et al.*, 2005; Catuneanu *et al.*, 2011). Essa elevação eustática do NRM, com início a 18 ka atrás é denominada de Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP).

A TMP possui muitos nomes de acordo com a localidade (*i.e.* *Flandrian*

transgression nas Ilhas Britânicas; *Yurakucho transgression* no Japão etc.), inclusive é também denominada de Última Grande Transgressão (UGT) por alguns autores. Enfim, todos esses termos se referem ao mesmo evento. De certa forma, o termo TMP representa uma abordagem mais geral, contribuindo para padronização terminológica. Vale ressaltar que o termo TMP é diferente de transgressão do Holoceno. O primeiro se refere aos últimos ~19-18 ka (engloba o final do Pleistoceno e o Holoceno), enquanto o segundo termo compreende os últimos ~11-10 ka (somente o Holoceno). Ou seja, para ambos os termos, a curva é a mesma para o Holoceno (a diferença é que a curva da TMP se estende até os 18 ka atrás).

2.2. Tipos de barreiras Costeiras

As barreiras costeiras constituem o principal elemento deposicional ou feição morfológica de costas dominada por ondas com baixo gradiente (Dillenburg & Hesp, 2009). Distribuídas mundialmente, ocorrem principalmente em bacias com abundante suprimento de sedimento, situação essa encontrada especialmente em margens continentais do tipo Atlântico (*amero-trailing edge coasts*). Mais recentemente, importantes obras de revisões relativas às barreiras costeiras (origem, evolução, fatores de controle etc.) foram elaboradas por Hesp & Short (1999), Fitzgerald & Buynevich (2005), Dillenburg & Hesp (2009), Otvos (2012) e McBride *et al.* (2013), por exemplo.

Embora estudadas exaustivamente nos mais diversos campos das geociências, as barreiras costeiras são frequentemente tema de debates no que tange suas terminologias e classificações. Isso decorre, principalmente, devido a exemplos e parâmetros distintos utilizados pelas duas principais escolas da área: Escola Americana e Escola Australiana. Em suma, a classificação australiana possui um enfoque muito mais voltado para geomorfologia com uma descrição mais detalhada dos elementos superficiais da barreira e dos estágios evolutivos, ao passo que a americana tem um enfoque mais geológico em virtude de serem muito estudadas como reservatórios análogos na geologia do petróleo. Em relação às diferenças, a título de exemplo temos o termo ilha barreira (*barrier island*) que é utilizado indistintamente como sinônimo de barreira costeira (*coastal barrier*), contudo, como assinalado por Hesp & Short (1999) e Dillenburg & Hesp (2009), esses termos são diferentes, sendo o primeiro apenas uma categoria do segundo — seguindo os conceitos de Oertel (1985).

A respeito das numerosas nomenclaturas e definições de barreiras costeiras, mais recentemente existe o que parece ser um consenso entre os pesquisadores. Para tanto, temos a definição de barreira costeira por Hesp & Short (1999), Dillenburg & Hesp (2009) e Hesp (2015), os quais consideram uma barreira costeira como uma estrutura/feição paralela à costa, formada pela acumulação de longo período de sedimento (areia, cascalhos ou conchas) e/ou matéria orgânica, depositados por processos sedimentares vinculados às ondas, ventos e marés. Possuem componentes subaéreos (permanentemente expostos acima de marés altas) e subaquosos (antepraia). Uma barreira pode ser distinguida de formações mais antigas por algum corpo aquoso (*i.e.* laguna) ou mudanças de idade, feições e/ou litologias.

Hesp (2015) reitera que uma barreira costeira é literalmente uma barreira física situada entre um mar, lago ou lagoa e alguma feição ou elemento não costeiro (*sensu* Johnson, 1919). Normalmente, quando uma barreira possui um corpo aquoso em sua retaguarda (retrobarreira), é muito utilizado o termo “laguna-barreira” para denominar todo o sistema. Também é comum denominar a barreira como “*barrier system*”, devido aos diferentes subambientes encontrados na mesma. Barreiras com empilhamentos de fácies diferentes, vão possuir morfologias e tendência de migração de linha de costa distinta. Algumas barreiras podem ser cortadas por sistemas fluviais meandrantas, que são associados a desembocaduras (Biancini da Silva *et al.*, 2014).

Como mencionado anteriormente, as classificações (tipo de comportamento) de barreiras costeiras é diferente devido às escolas distintas. Do lado americano, podemos ressaltar os trabalhos de Boyd *et al.* (1992) e Morton *et al.* (1994). Em contrapartida, do lado australiano podemos citar Roy *et al.* (1994) e Hesp & Short (1999). Cada autor destaca alguma peculiaridade da barreira em sua classificação. Entretanto, há problemas de definições de conceitos, de critérios e de abrangência em grande parte das classificações. Em vista disso, nesta tese são seguidos os conceitos e definições de Dillenburg & Hesp (2009). Dessa forma, a Figura 2.6 mostra os seis principais tipos de barreiras costeiras:

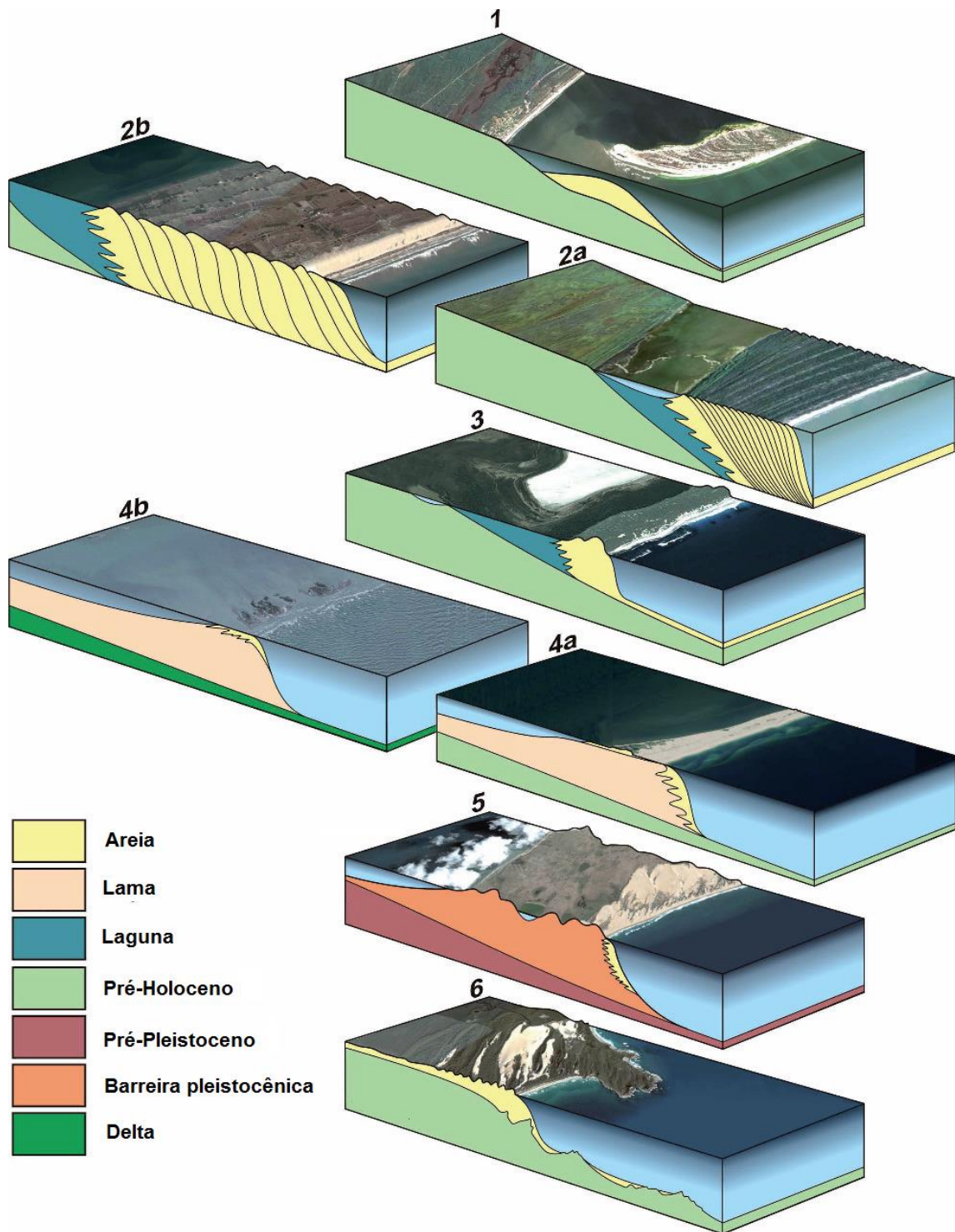


Figura 2.6. Tipos de barreiras: 1 - Pontal progradacional (*prograded barrier spit*); 2 - Barreiras progradacionais com cordões litorâneos (a) (do tipo praia "beach ridge" ou do tipo duna frontal "foredune ridge") ou (b) múltiplas fases de campo de dunas transgressivas; 3 - Barreira agradacional. 4 - Barreira retrogradacional (a) ou ilha barreira (b); 5 - Barreira retrogradacional e/ou barreira acoplada (*attached barrier*) transladando por sobre uma barreira pleistocênica e 6 - Barreira acoplada compreendendo fases de dunas parabólicas com transposição sobre promontórios (*headland bypass dunefield*). Modificado de Dillenburg & Hesp (2009)

I - Pontal progradacional (*prograded barrier spit*). O continente também pode apresentar uma barreira anexa a formações mais antigas ou separadas por um corpo d'água.

II - Barreira progradacional com cordões litorâneos (a) (do tipo praia “*beach ridge*” ou do tipo duna frontal “*foredune ridge*”) ou (b) múltiplas fases de campo de dunas transgressivas.

III - Barreira agradacional.

IV - Barreira retrogradacional (a) ou ilha barreira (b).

V - Barreira retrogradacional e/ou barreira acoplada (*attached barrier*) transladando por sobre uma barreira pleistocênica.

VI - Barreira acoplada compreendendo fases de dunas parabólicas com transposição sobre promontórios (*headland bypass dunefield*).

De modo geral, a literatura define três tipos principais de barreiras a partir do seu comportamento (da linha de costa e da tendência do padrão de empilhamento de fácies): (i) **transgressivas (retrogradantes)**, (ii) **regressivas (progradantes)** e (iii) **estacionárias (agradacionais)** (Roy *et al.*, 1994; Woodroffe, 2002; Dillenburg & Hesp, 2009). Vale ressaltar que alguns autores agrupam esses termos em estabilidade da barreira. Assim sendo, cada tipo de barreira vai gerar depósitos característicos com estratigrafias diferentes. Esse comportamento das barreiras costeiras pode ser entendido, de certa forma, como a resultante do comportamento da praia (linha de costa) em larga escala e longo período (Hesp & Short, 1999; Dillenburg & Hesp, 2009).

Conforme Roy *et al.* (1994), duas evidências principais são identificadas em barreiras estacionárias ou agradacionais: a ausência de progradação desde o clímax do nível do mar no Holoceno (5,6 ka para o RS) e a presença de dunas frontais bem desenvolvidas (Thom, 1974). Essa categoria de barreira é intermediária entre costas retrogradacionais e progradacionais, e possivelmente alternam essas condições ao longo do tempo, passando uma relativa ideia de estabilidade (Shepard, 1991). No sudeste da costa australiana, barreiras estacionárias tendem a ocorrer em embaiamentos compartimentados que possivelmente possuíam um suprimento de sedimento limitado ao fim da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP) (Roy *et al.*, 1994). Normalmente, essa categoria de barreira possui corpos aquosos como lagunas e estuários em sua retaguarda e algumas se desenvolveram sobre remanescentes de barreiras pleistocênicas (Woodroffe, 2002).

Como definido anteriormente, numa forma *stricto sensu*, os termos transgressivos, regressivos e estacionários, embora sejam correlacionados, são

diferentes de retrogradantes, progradantes e agradantes. Os três primeiros se referem à linha de costa, enquanto os três últimos à tendência de empilhamento de fácies estratigráficas. Contudo, nesta tese (e como muito utilizado na literatura) o termo barreira regressiva terá o mesmo significado que o termo barreira progradante (progradacional). O mesmo vale para transgressivo/retrogradante (retrogradacional) e estacionário/agradante (agradacional), ou seja, todos estes são empregados com sentido *lato sensu*.

Além de estratigrafias e morfologias diferentes, as dimensões das barreiras e suas relações físicas com o continente também são amplamente variáveis, podem ser acopladas ao continente e até mesmo isoladas em forma de ilhas alongadas (Otvos & Carter, 2013). Alguns tipos de barreiras podem ter poucos metros de largura (principalmente as ilhas barreiras) e até dezenas de quilômetros de comprimento, bem como podem ter menos de dois metros de espessura a até mais de 20 m (Davis Jr & FitzGerald, 2004). Além disso, há barreiras com dezenas de quilômetros de largura e centenas de quilômetros de comprimento, com poucas segmentações (*i.e.* barreiras da porção emersa Bacia de Pelotas, entre o Alto de Florianópolis e Cabo Polônio).

2.3. Distribuição Global

Barreiras costeiras ocorrem em todos os continentes, tanto em margens passivas quanto ativas. A porcentagem da distribuição de barreiras no mundo é um ponto passível de discussão. De fato, diversos autores propuseram estimativas em relação à porcentagem das linhas de costa de mundo ocupadas por barreiras (Zenkovich, 1967; Leontyev & Nikiforov, 1965; Cromwell, 1971; Glaeser, 1978; Henderson, 1989; Stutz & Pilkey, 2001; Davis Jr & FitzGerald, 2004). Henderson (1989) estima que as barreiras (“ilhas barreiras”) compõe 2% das linhas de costa mundiais, ao passo que Leontyev & Nikiforov (1965) estimam que as barreiras costeiras e ilhas barreiras compõem 13%. Esse mesmo valor é encontrado por Cromwell (1971) para “ilhas barreiras”. Já para Davis Jr & Fitzgerald (2004), as barreiras costeiras representam 15% das linhas de costa do mundo. Fica claro que nessas estimativas, a maioria dos autores se refere a ilhas barreiras (*stricto sensu*) inapropriadamente como sinônimo de barreiras costeiras.

Conforme Stutz & Pilkey (2001), as ilhas barreiras compreendem apenas 6,5% das linhas de costa do mundo. Além do mais, Dillenburg & Hesp (2009) atentam para o fato de que a cifra encontrada por Stutz & Pilkey (2001) é superestimada, uma vez que eles classificam as barreiras costeiras da região Sul do Brasil como ilhas barreiras. Mais recentemente, Pilkey *et al.* (2009) determinam que as ilhas barreiras defronte para o mar (*ocean-facing barrier islands*) constituem 10% das linhas de costa do planeta. Contudo, não fica claro se os autores utilizam o termo ilha barreira como sinônimo ou como tipo de barreira costeira.

Claramente, a adoção de termos padronizados e uniformizados para um mesmo elemento deposicional contribuiria, e muito, para estimativas do cômputo da extensão de costas compostas por barreiras costeiras. Em síntese, essa é uma questão que ainda permanece em aberto.

2.4. Origem de Barreiras Costeiras

Através da revisão da literatura, é possível afirmar que há três hipóteses principais que explicam a origem e gênese de barreiras costeiras (Figura 2.7) (Woodroffe, 2002):

- (i) **Agradação e emergência de bancos submarinos:** elaborada por De Beaumont (1845), e suportada por alguns outros pesquisadores (Johnson, 1919; Otvos, 1970). Nessa hipótese, o mecanismo envolve a deposição de sedimento num banco submerso e depositam sedimento. Esta deposição se dá durante eventos de tempestade, quando o nível do mar se eleva e produz erosão na praia emersa e mesmo nas dunas frontais. A areia erodida e transportada para o interior da zona de arrebatamento e faz crescer o banco. Com o final de tempestade o nível do mar volta à posição normal e o banco aflora. Johnson (1919) afirmou que esse tipo de formação de barreira é comum em praias com baixa declividade. Contudo, Hoyt (1976) demonstrou que não havia sedimentos de origem praias/marinhos na retrobarreiras de barreiras do Texas (EUA) e, portanto, não havia dados para suportar tal hipótese.
- (ii) **Progradação de pontais (*spits*)** paralelos à costa e sua posterior segmentação por canais: criada por Gilbert (1885) e modificada por Fisher (1967). Gilbert (1885) propôs que esporões e pontais de areia seriam formados através da corrente de deriva litorânea, paralelos à costa, e com sua posterior segmentação de canais por meio de ondas de tempestades, formando então, barreiras.

- (iii) **Submergência costeira de praias** (cordões litorâneos e dunas): elaborada por McGee (1891), e posteriormente embasada por Hoyt (1976). Nessa hipótese, as barreiras são formadas pelo afogamento pelo mar de feições costeiras como cordões litorâneos e dunas. Após a barreira ser formada, as ondas e correntes litorâneas iriam determinar a sua forma atual.

Ao longo do tempo, diversos pesquisadores apresentaram estudos demonstrando a importância de outros fatores (*i.e.* tectônicos, nível do mar, amplitude de maré etc.) que devem ser levados em conta no que concerne a origem e gênese de barreiras (*i.e.* Leontyev & Nikiforov, 1965; Otvos, 1970; Sanders & Kumar, 1975; Swift, 1974; Swift *et al.*, 1976; Field & Duane, 1976; Halsey, 1979; Rampino & Sanders, 1980; Reinson, 1992, Oertel *et al.*, 1992, dentre outros). Além do mais, nenhuma dessas hipóteses por si só explica a formação de todos os tipos de barreiras (Davis Jr & FitzGerald, 2004). Uma compilação esboçando as hipóteses (i, ii e iii) em conjunto foi publicada por Schwartz (1973). Na ocasião, o autor demonstrou que há múltiplas causalidades que explicam a formação de barreiras.

A maioria das barreiras modernas iniciou seu desenvolvimento durante a transgressão do Holoceno, à época tais barreiras se localizavam em algum lugar na plataforma continental (Roy *et al.*, 1994). Afinal, o NRM estava muito abaixo do atual. Conforme Roy *et al.* (1994) e Davidson-Arnott (2009), a subida do nível do mar faz com que sedimentos da parte praial e marinha sejam transferidos para região da retaguarda da barreira (porção terrestre), construindo uma base por onde os depósitos eólicos pudessem migrar. De maneira geral, há três mecanismos básicos para essa transferência de sedimentos entre os diferentes domínios: (i) deltas intralagunares de maré enchente (flood tidal delta); (ii) leques de sobrelavagem (washover fan); e (iii) depósitos eólicos (Reinson, 1992). Todos esses mecanismos podem ocorrer na migração da barreira, mas a contribuição de cada um é variável ante os vários tipos de barreiras e seus estágios evolutivos. Além disso, no ambiente real, as barreiras podem ser encontradas em modos transicionais; isto é, possuem algumas feições características de barreiras regressivas e outras feições características de barreiras transgressivas (Flemming, 2012). A Figura 2.8 ilustra diversos ambientes e subambientes relacionados às barreiras regressivas e transgressivas, conforme Reinson *et al.* (1992) e Goslin & Clemmensen (2017).

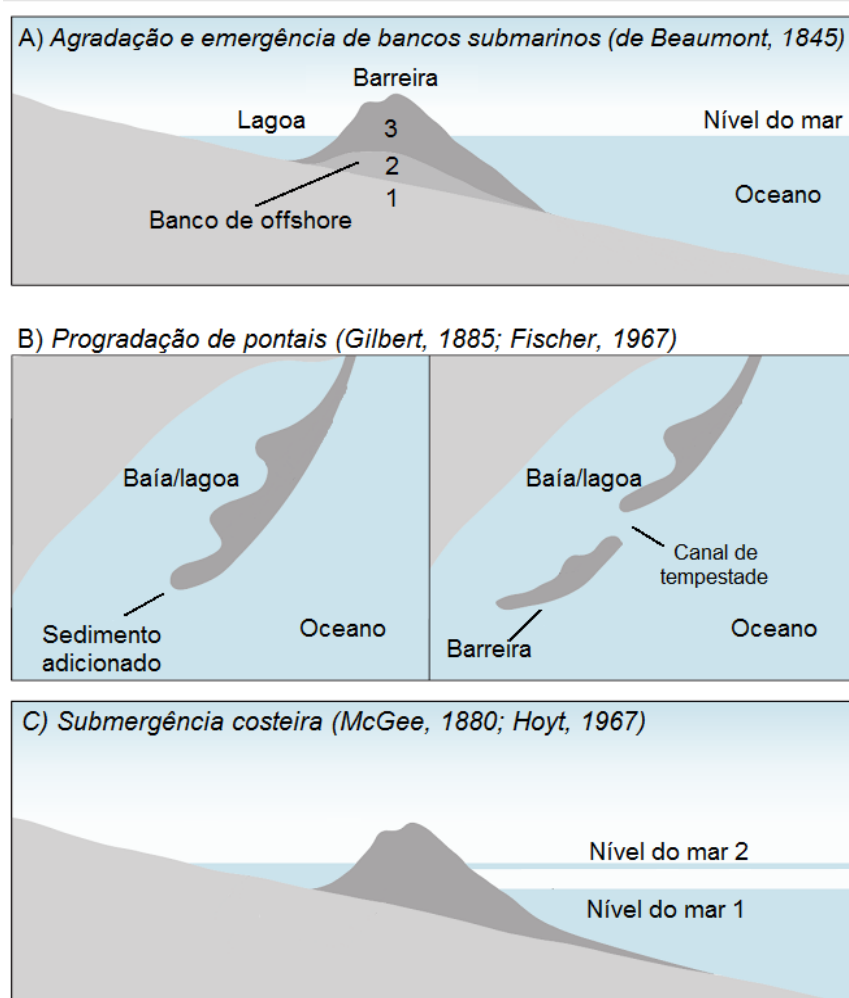


Figura 2.7. Modelos de gênese de barreiras costeiras. Modificado de Woodroffe (2002)

Tomazelli *et al.* (2013) e Rosa *et al.* (2017) destacam que esses mecanismos foram propostos com base nas barreiras da costa leste dos EUA e Golfo do México, cujo NRM está em ascensão desde o UMG. Em contrapartida, os autores propõe que para a costa do RS, que está sob um regime de queda do nível do mar desde os últimos 5,6 ka (Angulo *et al.*, 2006; Dillenburg *et al.*, 2017), essa transferência de sedimentos atualmente é resultado da ação integrada de vários outros agentes e eventos, tais como: (i) deriva litorânea (ação das ondas de SE); (ii) migração de campos de dunas (transporte eólico); (iii) cursos d'água temporários nas interdunas (após chuvas) transferindo sedimento para os corpos aquosos da retrobarreira; e (iv) progradação de deltas alimentados pelos cursos d'água temporários nos corpos aquosos da retaguarda da barreira (retrobarreira). Logo, os atuais mecanismos principais, para a costa do RS, são o transporte eólico e a formação e progradação de deltas na retrobarreira (lagoa/laguna).

Conforme Dillenburg & Hesp (2009), independente das hipóteses de

formação das barreiras e da maior ou menor contribuição de um determinado mecanismo de transferência de sedimentos, é um consenso que a sua posição atual e sua existência são o resultado da translação de uma barreira pretérita por sobre a plataforma continental (ou planície costeira, uma vez que a plataforma estava exposta) como consequência da elevação do nível do mar.

Como mencionado anteriormente, as barreiras costeiras modernas começaram seu desenvolvimento na borda da plataforma continental, a cerca de 18 ka atrás, no momento em que o nível do mar estava centenas de metros abaixo da posição atual e, então, começou a subir (Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000). Durante a Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP), após o Último Máximo Glacial (UMG), as fácies sedimentares que compõem as barreiras retrogradaram (a linha de costa transgrediu) para o interior do continente, reciclando depósitos da planície costeira. Plataformas continentais, antes expostas, após a TMP foram afogadas e retrabalhadas.

De certo modo, como resumido por Dillenburg & Hesp (2009), grande parte das barreiras costeiras modernas se formaram, evoluíram e estão posicionadas no local atual devido a essa migração ocasionada pelo aumento do nível do mar em função da TMP.

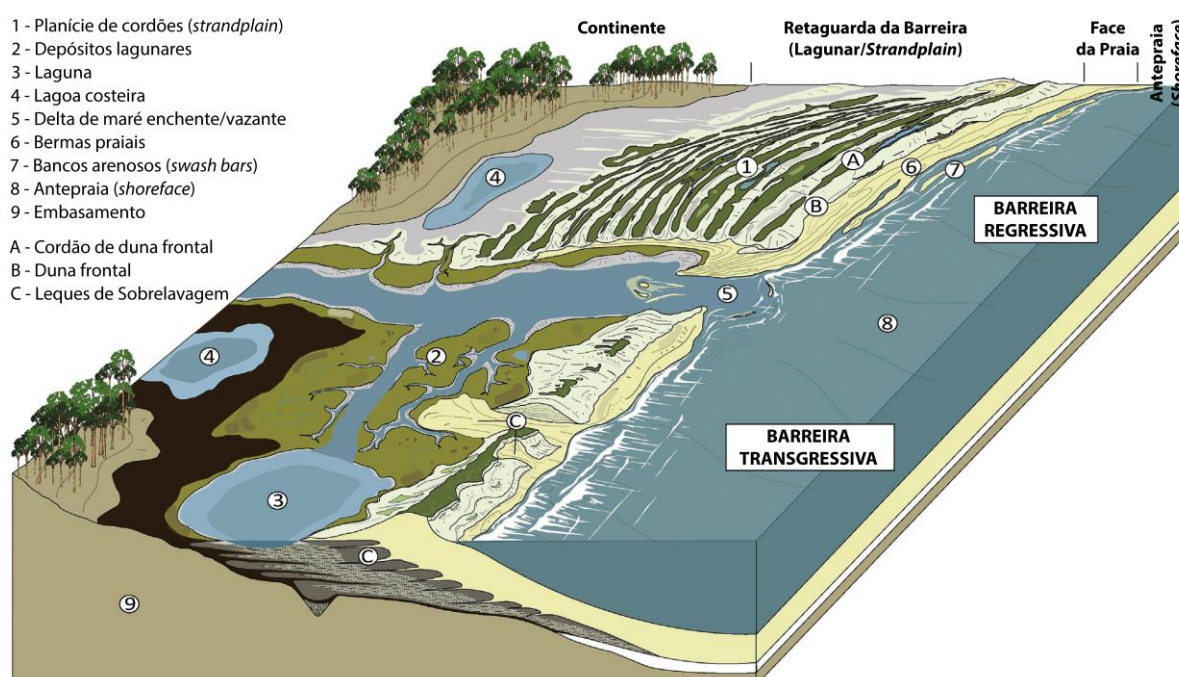


Figura 2.8. Alguns subambientes e feições de barreiras costeiras regressivas e transgressivas. Modificado de Reinson *et al.* (1992) e Goslin & Clemmensen (2017)

2.5. Evolução de Barreiras e Variáveis de Controle

Numa abordagem mais relacionada com a estratigrafia de sequências, a morfologia e o comportamento das barreiras costeiras (sistemas deposicionais dominados por ondas em geral) são primariamente controlados pela relação: nível do mar (taxa de criação do espaço de acomodação 'Ta') *versus* balanço de sedimentos (taxa de sedimentação ou de preenchimento do espaço de acomodação 'Ts'); assim, o comportamento em longo período do sistema praiial é a resultante da relação entre a disponibilidade do sedimento e a subida ou descida do nível do mar (Roy *et al.*, 1994). Diversas variáveis influenciam tanto a Ta quanto a Ts (Catuneanu *et al.*, 2011). Além disso, variabilidades de curto período (como o impacto de uma tempestade severa) também podem ocasionar alterações no balanço de sedimentos e serem importantes na definição do comportamento de barreiras em meso-escala (10^1 – 10^2 anos) (Cooper *et al.*, 2018).

O diagrama de Curray (1964) correlaciona a taxa de sedimentação (Ts) *versus* taxa de acomodação (Ta); ou seja, o volume de sedimento que chega ao sistema por unidade de tempo à proporção da taxa de geração de espaço potencial para a sedimentação (taxa de variação do NRM). Portanto, devido às diferentes situações possíveis da Ts em relação a Ta, será possível, para o sistema deposicional costeiro, apresentar linha de costa estacionária (agradadação), regressiva (regressão normal ou forçada) ou linha de costa transgressiva (transgressão).

Outra forma interessante de correlacionar o NRM e o suprimento de sedimento é apresentada por Woodroffe *et al.* (2012) e Murray-Wallace & Woodroffe (2014) (Figura 2.9). Este diagrama, denominado de diagrama Curray-Swift, é idealizado mediante a junção de estudos importantes: Curray (1964), Swift (1974), Galloway & Hobday (1983) e Cowell *et al.* (2003a, 2003b). Essa representação esquemática evidencia a interação da tendência de migração da linha de costa e do suprimento de sedimento em relação a transgressão (linha de costa em direção à terra firme) e regressão (linha de costa avançando em direção à água) e os respectivos tipos de barreiras. Conforme Woodroffe *et al.* (2012), as distintas morfologias apresentadas pelas barreiras costeiras em diferentes compartimentos da costa indicam que determinados fatores tiveram maior ou menor peso localmente. Em relação à evolução num tempo futuro, dois fatores são cruciais: o padrão de comportamento da linha de costa e a presença, extensão e altura das dunas (Roy *et al.*, 1994).

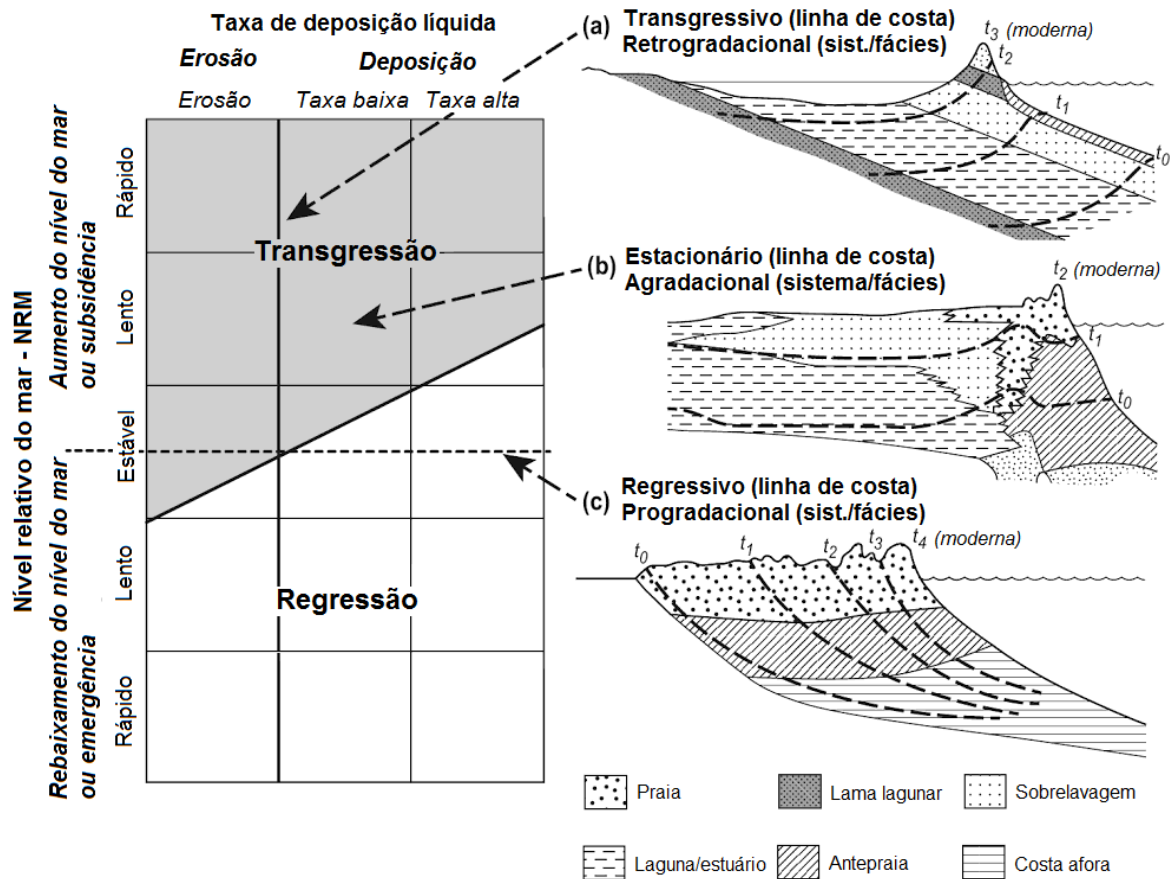


Figura 2.9. Diagrama de Curray-Swift que correlaciona a morfologia e estratigrafia em função do nível do mar e do suprimento de sedimento. Portanto, as barreiras podem ser transgressivas/retrogradacionais (a), estacionárias/agradacionais (b) ou regressivas/progradacionais (c) de acordo dos diferentes relações do nível do mar com a sedimentação/erosão. Modificado de Woodroffe *et al.* (2012) e Murray-Wallace & Woodroffe (2014)

De acordo com a literatura, podemos afirmar que diversas variáveis atuam constantemente nas barreiras costeiras, algumas são universais (como o nível do mar eustático) ao passo que outras são consideradas regionais e locais (ondas e marés, por exemplo). Tais variáveis são fruto de perturbações oriundas de controles geológicos, oceanográficos e climáticos.

Podemos elencar inúmeros fatores que determinam a evolução e as características das barreiras costeiras, dentre os quais: comportamento do NRM, morfologia e composição do substrato (topografia antecedente e herança geológica), suprimento de sedimento (natureza e volume) e os processos costeiros (ondas, marés e ventos). Tais fatores interagem em diversas escalas, tanto espaciais quanto temporais (Hesp & Short, 1999). Ou seja, há fatores atuantes em escala evolucionária (geológica) e em escala morfodinâmica. Recentemente, intensificou-se a ação antrópica para com o ambiente costeiro como um todo, tornando-se, um poderoso agente geológico modificador da paisagem.

Conforme Hesp & Short (1999), somente três requisitos são indispensáveis para a formação de uma barreira: substrato apropriado, sedimento disponível e ondas. Tal conformidade produz uma espécie de modelo básico de barreira, composta somente por uma praia com antepraia, sem a presença de dunas ou canais de ligação. Qualquer outra modificação nesse modelo básico será imposta por: marés, que vão modificar os depósitos praias e estimular o desenvolvimento de canais de ligação; ventos, que vão capear a zona de espraiamento e o pós-praia com areias eólicas; oscilações do nível do mar, que podem fazer com que ocorra retração ou acreção na barreira; e tectonismo, através de subsidência ou soerguimento do sistema costeiro.

A seguir, será feito um sucinto apanhado geral acerca dos principais e mais críticos fatores envolvidos na gênese e evolução de barreiras costeiras.

2.5.1. Suprimento de Sedimentos

Embora barreiras costeiras possam ser compostas tanto por lama ($<0,0062$ mm) quanto por matacão (>256 mm), o principal constituinte das mesmas é areia. A disponibilidade dessa fração de sedimento é crucial para o desenvolvimento da barreira. Basicamente, o suprimento de sedimento, incluindo os aspectos: quantidade, natureza, tipo, mineralogia, tamanho, ciclicidade e taxas são determinados pelo ambiente tectônico (geologia regional), controles climáticos e processos costeiros (Fitzgerald & Buynevich, 2005; Zhang, 2015). Esses processos costeiros, representados por ondas e correntes associadas, marés e ventos, são os responsáveis pela erosão, transporte e deposição desse sedimento na antepraia, praia, pós-praia e retrobarreira (Dillenburg & Hesp, 2009). Como mencionado em seções anteriores, as barreiras costeiras arenosas obtêm seu ótimo de desenvolvimento em margens continentais passivas (grande disponibilidade de sedimento) quando em comparação com margens ativas (pouca disponibilidade de sedimento) (Roy *et al.*, 1994).

Há diversas fontes possíveis de sedimento para a construção e evolução de barreiras. A maioria das barreiras atuais é constituída a partir do retrabalhamento de sedimentos da plataforma continental (sedimentos palimpsestos e atuais) (Swift, 1974). Outras fontes de sedimentos podem ser por meio da erosão de promontórios rochosos e falésias, aporte por rios (drenagem continental), deltas de maré e sedimentos autigênicos (carbonatos *in situ*) (Hesp & Short, 1999). O suprimento de

sedimento controla o comportamento/estabilidade e o tipo da barreira, por meio do preenchimento de espaço de acomodação e pela determinação do tamanho médio do sedimento (Roy *et al.*, 1994).

A variação de sedimentos numa praia (ganho e perda) é chamada de balanço sedimentar. Conforme Komar (1996), se considerarmos uma porção do litoral como uma espécie de compartimento isolado (célula costeira), podemos citar os diferentes sorvedouros (fontes) na qual a célula vai obter ganho de sedimento e os sumidouros, onde a célula vai perder sedimento (Tabela 2.2); isto é, quando falamos em curto prazo. Como consequência do balanço de sedimentos em longo termo, em uma mesma área regional com comportamento do NRM quase idêntico, podem coexistir barreiras regressivas, estacionárias e transgressivas (Dillenburg *et al.*, 2009). Segundo Roy *et al.* (1994), o balanço sedimentar de longo período vai controlar o comportamento e a evolução de barreiras quando o nível do mar está variando em taxas baixas (*stillstand*).

Tabela 2.2. Ganhos e perdas de sedimento num sistema costeiro em curto prazo. Modificado de Komar (1996)

Ganhos	Perdas	Líquido
- Deriva litorânea de sedimentos	- Deriva Litorânea de sedimentos	
- Aporte por rios/canais	- Transporte <i>offshore/cross-shore</i>	
- Erosão de promontórios	- Transporte de areia eólica para o pós-praia	Acreção ou
- Transporte <i>onshore</i>	- Deposição em canais de navegação	erosão da praia
- Deposição autigênica	- Transporte para cânions submarinos	(ganho ou perda
- Transporte de areia eólica para praia	- Solução e abrasão	de sedimento)
- Alimentação de praia	- Mineração	
	- Diversas outras causas antropogênicas	

2.5.2. Processos Costeiros

As barreiras são o principal elemento deposicional de costas dominadas por ondas. Podemos utilizar o gráfico de Hayes (1979) e Davis Jr. & Hayes (1984) para ilustrar o campo de estabilidade das barreiras com relação à energia das marés e das ondas (Figura 2.10). Recentemente, Mulhern *et al.* (2017) confirmou que, estatisticamente, as barreiras possuem formas diferentes de acordo com a relativa força das ondas e das marés.

Fluxos de sedimentos gerados por ondas, marés, correntes e ventos influenciam na estabilidade das barreiras costeiras por meio de erosão, distribuição e deposição de sedimento principalmente na sua porção mais dinâmica, a praia

(Hesp, 1999; van Heteren, 2014).

As ondas são essenciais para o desenvolvimento da barreira, afinal é um depósito construído por ondas (*wave-built*). Em se tratando de barreiras costeiras, as ondas são a principal forçante. Além do mais, promovem um controle primário no que tange o balanço de sedimentos (taxas e volumes) e, assim sendo, influenciam no comportamento e tipo da barreira. Há ainda uma relação de proporcionalidade entre a energia de onda e a quantidade de sedimento transportado (longitudinal e transversal à costa); ou seja, quanto maior a energia de onda, mais sedimento é remobilizado e transportado (Hesp & Short, 1999; McBride *et al.*, 2013).

Diferenças locais de energia de onda, principalmente por causa do ângulo de ataque das ondas (orientação da linha de costa), possibilitam a coexistência de barreiras costeiras com comportamentos distintos, através do balanço sedimentar desigual (Davidson-Arnott, 2009; Dillenburg *et al.*, 2009). As ondas “normais” (de tempo bom) dominam a hidrodinâmica da praia (face da praia) até o meio da antepraia na maior parte do tempo, já a base dessa antepraia é influenciada principalmente por ondas de tempestade (Niedoroda *et al.*, 1985; van Heteren, 2014).

As marés possuem um papel coadjuvante. Não são essenciais e, na verdade, tendem a recortar e segmentar as barreiras. Todas as áreas costeiras possuem algum componente de maré (astronômica e meteorológica) e de corrente de maré, algumas podem ser insignificantes e outras podem ser a principal forçante do litoral (Bird, 2000; Davis Jr. & FitzGerald, 2004). Quanto maior a amplitude da maré, maior será o prisma de maré e, conseqüentemente, maior será o volume de água deslocado pela corrente de maré. E com isso, devem existir mais canais para escoar essa grande quantidade de água. Há uma correlação entre a maior amplitude da maré e o maior seccionamento de barreiras. Logo, menores amplitudes de marés (com menores prismas de maré) permitem a existência de extensas e longas barreiras com poucos canais de ligação “cortando” a barreira (Figura 2.11). Além do mais, as marés podem mudar periodicamente a zonação da praia e da zona de surf, afetando o comportamento e morfologia da barreira.

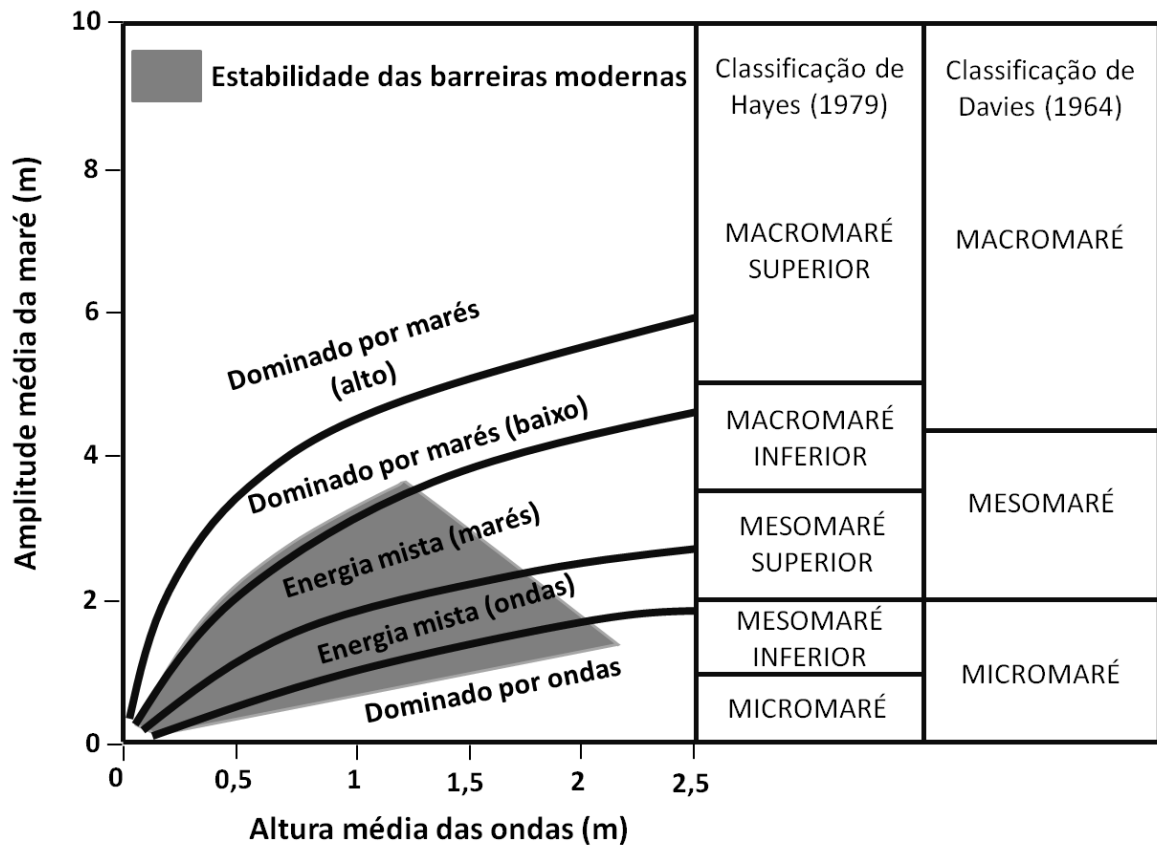


Figura 2.10. Campo de estabilidade (existência) das barreiras costeiras modernas. As barreiras ocorrem preferencialmente no campo cinza demarcado no gráfico. Modificado de Hayes (1979) e Davis Jr. & Hayes (1984)

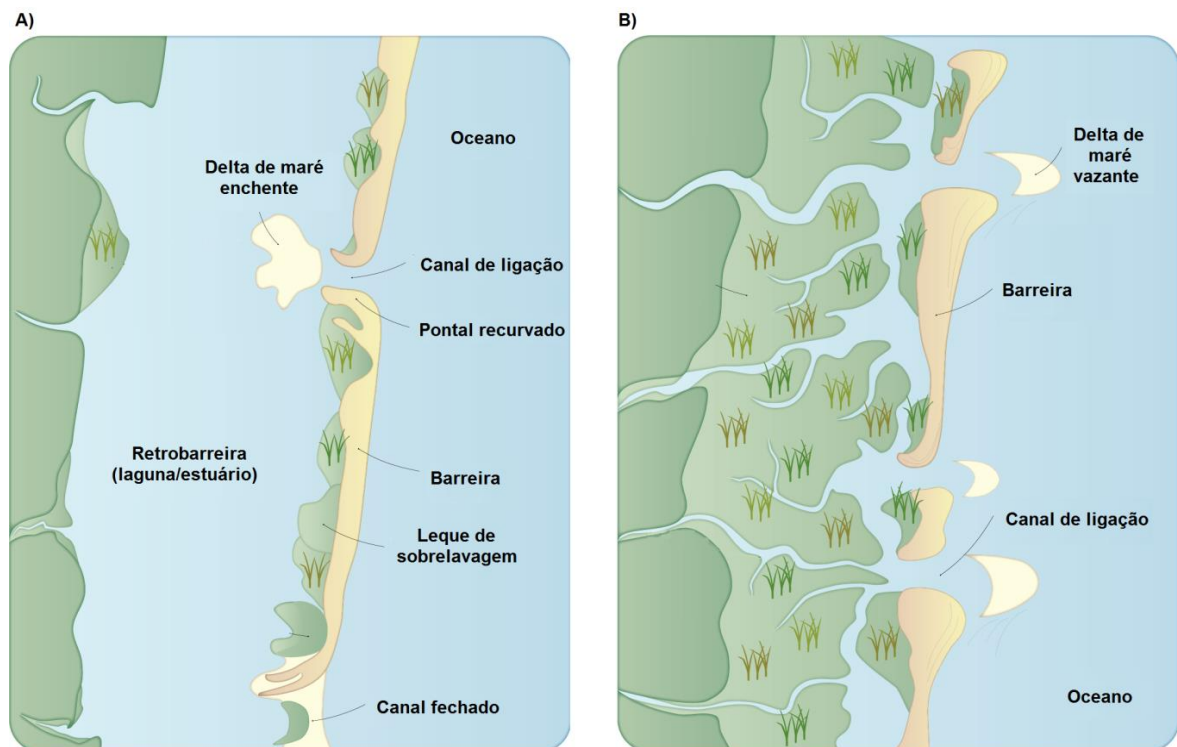


Figura 2.11. Exemplos de barreiras dominadas por ondas (A) e marés (B). A influência das marés tende a criar corpos arenosos perpendiculares à costa. Adaptado de Davis Jr. & Hayes (1984)

As correntes costeiras de deriva litorânea de sedimentos (transporte longitudinal de sedimentos) também possuem grande influência na forma e tamanho de barreiras costeiras (Roy *et al.*, 1994; Hesp & Short, 1999). Estas correntes podem criar e até mesmo destruir barreiras costeiras, uma vez que elas são responsáveis por depositar, remover, transportar e redepositar sedimento.

Os ventos atuam na porção emersa da barreira, na praia, na retrobarreira e, principalmente, no pós-praia. Assim como as marés, os ventos não são essenciais. Podem tanto fornecer areia para o sistema praiado quanto podem retirar. Todavia, podem acarretar importantes mudanças morfológicas nas barreiras (Hesp, 1999). Isso porque os ventos podem formar depósitos eólicos costeiros — caso seja cumprido os três requisitos básicos: (i) disponibilidade de areia, (ii) ventos e (iii) local apropriado para acumulação —, que são partes integrais de diversos sistemas de barreiras no mundo inteiro (Hesp, 1999). As características dos ventos (velocidade, direção e frequência) são variáveis secundárias que podem vir a serem até mesmo variáveis primárias em certas barreiras, criando extensos elementos deposicionais eólicos no pós-praia e na porção continental interior anexa à barreira. Algumas barreiras costeiras são dominadas inteiramente por depósitos e processos eólicos (Roy *et al.*, 1994; Hesp, 1999). Conforme Psuty (2008) depósitos eólicos frontais (dunas frontais) desenvolvem suas maiores alturas em barreiras estacionárias ou que exibem taxa de progradação baixa.

Ventos perpendiculares ou oblíquos à costa (*onshore winds*) produzem, por exemplo, dunas embrionárias, dunas frontais, planície de deflação (*blowouts*) e campos de dunas transgressivos (dunas parabólicas, dunas barcanas, cadeias barcanóides etc.) (Hesp, 2002). Os ventos são extremamente eficazes em remobilizar grãos de areia secos e em praias com pouca vegetação. Já em períodos de intensa umidade, o potencial de transporte eólico diminui consideravelmente (Bagnold, 1941).

2.5.3. Nível do mar

O nível do mar, assim como as zonas costeiras, não é fixo e estático, mas está sempre variando em diferentes escalas de tempo e espaço (FitzGerald *et al.*, 2008; Passeri *et al.*, 2015). Essa variação pode ocorrer em: horas, por exemplo, com a passagem de uma frente fria, aumentando localmente o nível em alguns centímetros; anos, por meio da atuação de eventos de larga escala, como o *El Niño*

(aumentando ou diminuindo o nível na ordem de centímetros); e milhares de anos, por meio de ciclos glaciais-interglaciais, com mudanças na ordem de dezenas de metros. As subidas e descidas do nível do mar acarretam no deslocamento horizontal e vertical da zona de ação dos processos costeiros (Roy *et al.*, 1994). Ou seja, ocorre todo um ajuste morfodinâmico diante de uma nova profundidade na qual a onda irá começar a sentir o fundo e a colapsar na zona de arrebenção (Field & Duane, 1976). Logo, irão ocorrer mudanças na morfologia para a adequação à nova realidade criada pelo novo nível de base, em busca de um equilíbrio dinâmico (Moore *et al.*, 2010; Lorenzo-Trueba & Ashton, 2014). Um novo nível do mar poderá mudar a orientação da linha de costa, devido a diferenças na topografia, e com isso, a costa poderá ficar mais ou menos suscetível a ventos de determinadas direções. Portanto, o nível do mar dita a ocorrência dos processos costeiros.

O comportamento do NRM, especialmente em margens continentais passivas com costas dominadas por ondas, é o principal dirigente da evolução costeira (caso o nível esteja variando em taxas altas); ou seja, o nível aumentando ou caindo rapidamente (Dillenburg & Hesp, 2009). Normalmente, há uma transferência de sedimento da parte imersa da barreira para a parte emersa, quando o nível do mar está em ascensão. Essa relação entre os diferentes comportamentos do nível do mar, em conjunto com diferentes cenários de declividade do substrato produzem um número finito de tipos de barreiras. Entretanto, como mencionado anteriormente, o NRM pode perder o controle principal da evolução costeira e dar lugar ao balanço de sedimentos (em situações de nível do mar estável ou quase estável), que por sua vez vai ditar o comportamento, a morfologia e estratigrafia das barreiras (Dillenburg *et al.*, 2009; Zhang, 2015).

2.5.4. Tectonismo

Conforme a classificação de Inman & Nordstrom (1971), há três principais tipos de tectonismo relacionados à costa (classificação é de larga escala): costas ativas, passivas e de mares marginais. As costas tectonicamente ativas (*collision coasts* ou *leading edge coasts*) estão em contínuo ajuste perante um novo nível de base e possuem pouco suprimento de sedimentos (rios com bacias de drenagens pequenas). Além disso, suas plataformas continentais estreitas e íngremes permitem que ondas de alta energia cheguem à costa, dispersando o sedimento. Em contraste, as costas tectonicamente passivas (*trailing edge coasts*) possuem abundante quantidade de sedimento, plataformas largas e suaves e extensas bacias

de drenagem. Há ainda as costas de mares marginais (*marginal sea coasts*) que são ambientes semiprotégidos e com ampla plataforma continental. O controle tectônico irá ditar o suprimento de sedimento que chega ao litoral, a extensão, o tipo e a morfologia da plataforma continental (substrato) e as características da bacia sedimentar e das bacias de drenagens continentais (Roy *et al.*, 1994; Woodroffe, 2002). Além do mais, as características tectônicas influenciam, de grosso modo, a forma e orientação da praia e a epirogênese costeira regional (subsidência e soerguimento) (Bird, 2000).

2.5.5. Gradiente do Substrato

O Substrato (também chamado de topografia antecedente ou herança geológica) representa a superfície na qual a barreira se formou. O seu gradiente é um fator chave no que diz respeito à evolução de elementos deposicionais de costas dominadas por ondas (Rosati *et al.*, 2010; Dillenburg, 2012). Barreiras costeiras são formadas preferencialmente quando a declividade do substrato se situa entre $0,05^\circ$ e $0,8^\circ$ de inclinação, com um ótimo de $0,1^\circ$ (Roy *et al.*, 1994). Caso o gradiente seja muito baixo ($<0,05^\circ$) a energia da onda será dissipada muito rapidamente pelo atrito com o fundo. Em contrapartida, se o gradiente do substrato for alto ($>0,8^\circ$) o sedimento que seria utilizado para a construção da barreira fica estocado na plataforma continental interna. Portanto, a janela de inclinação do substrato para o desenvolvimento de barreiras costeiras é bem estreita. A olho nu essas declividades são, de certa forma, imperceptíveis; mas elas definem ou não a existência da barreira e a largura dos depósitos lagunares na retaguarda da barreira (Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000; van Heteren, 2014; Brenner *et al.*, 2015). Esse substrato corresponde a topografia antecedente que é afogada completamente ou parcialmente sob condições de elevação do nível do mar (Kraft, 1980), e pode ser composto por rochas do embasamento ou depósitos costeiros/fluviais de idade pleistocênica (Belknap & Kraft, 1985; Pilkey *et al.*, 1993).

Basicamente, essa área afogada irá determinar o gradiente/inclinação, bem como a morfologia da plataforma continental e orientação da linha de costa. Em plataformas continentais que não recebem contribuição de sedimentos atualmente (plataformas autogênicas) é possível supor que a morfologia moderna da plataforma é muito similar com a morfologia por sobre a qual a barreira migrou ao longo da TMP. Por isso, variações morfológicas encontradas nas barreiras holocênicas podem estar relacionadas com variações na morfologia da plataforma continental

afofada (antigos depósitos de planície costeira emersa) (Roy *et al.*, 1994).

2.5.6. Controle Climático

Atualmente, vivemos em um regime de clima que corresponde a um período interglacial. Em geral, inúmeros fenômenos e sistemas atmosféricos nas mais diversas escalas compõe o clima (*i.e.* frentes frias, cavados de baixa pressão, bloqueios atmosféricos, *El Niño/La Niña* etc.). O clima de larga escala e longo período é controlado pelo grau de insolação, porém, ele é regulado por inúmeras variáveis de alta e baixa frequência. Há no mínimo quatro etapas de flutuações do clima terrestre, em função das amplitudes das variações de temperatura, algumas possuem ordem de grandeza na casa dos milhões de anos (Pomerol *et al.*, 2013). Em escala geológica, mudanças climáticas que se desenvolvem num tempo curto (~1000 anos) afetam profundamente o padrão de ventos, de ondas, de tempestades, de precipitação e de vegetação e, conseqüentemente, alteram a quantidade de sedimento que chega à praia (Fitzgerald & Buynevich, 2005, Davidson-Arnott, 2009). Portanto, influenciam nos tipos de depósitos eólicos e sua estabilização, bem como as taxas de progradação e erosão da barreira (Hesp & Short, 1999).

Por controlar a precipitação e evaporação no continente, o tipo e densidade da vegetação, o grau de intemperismo e o número e tamanho de rios que aportam no mar, o clima controla a quantidade e a natureza dos sedimentos que chegam à costa. Há também as mudanças climáticas de longo período (>10000 anos), que acarretam oscilações do NRM e variações na temperatura média da Terra. Tais mudanças são fruto de oscilações dos parâmetros da órbita terrestre (excentricidade, obliquidade e precessão dos equinócios) (Pomerol *et al.*, 2013).

CAPÍTULO 3

3. Application of Multivariate Statistical Techniques in Alongshore Differentiation of Coastal Barriers

Volney Junior Borges de Bitencourt & Sergio Rebello Dillenburg

Abstract

This paper investigates the existence of statistical correlations and relationships between geological and oceanographic parameters along a coastal barrier system in southern Brazil. The existence of few statistical studies on coastal barriers motivated the use of multivariate statistical techniques that take environmental parameters such as coastal morphological-sedimentary features and their morphometric measurements into account. The Hierarchical Cluster Analysis (HCA) and Principal Component Analysis (PCA) were used to assess the spatial variations of fourteen parameters driving the current and past behavior of this coastal barrier system at fourteen locations. Through the application of HCA, these locations were divided into four groups (Groups 1, 2, 3, and 4). The HCA results were analyzed using PCA. The first (PC_1) and the second (PC_2) principal components together explained at least 76.4% of the variability of all four groups. The most important geological and oceanographic parameters that were correlated to PC_1 and PC_2 were different in each group. In general, the shoreface slope and shoreface dimensions were common to all groups as PC_1 -correlated parameters, being the most important ones regarding data variability. In addition, for the progradational (Groups 1 and 4), retrogradational (Group 2) and aggradational barriers (Group 3) PCA indicated that shoreline orientation (wave exposure) and beach type are secondary, but relevant factors controlling the past and current behavior of coastal barriers in southern Brazil.

Keywords: Coastal Evolution; Beach Morphodynamics; Principal Component Analysis (PCA); Hierarchical Cluster Analysis (HCA)

3.1. Introduction

Coastal barriers are alongshore elongated sedimentary bodies. In the North-American literature, it has been common to use the term “barrier” as a synonym for barrier island. However, a barrier island must be treated only as one of the many types of coastal barriers (Hesp, 2016). Following Roy *et al.* (1994) and Dillenburg & Hesp (2009), a coastal barrier is mostly an alongshore feature (excepting tombolos) built by the accumulation of sand, gravel, shells, and small amounts of organic matter

due to the action of waves, tides, and winds; they are separated or distinguished from adjoining older lands by a (i) lagoon, salt marsh, swamp or bay, or by (ii) chronology, lithology and/or form. Additionally, barriers incorporate subaerial and submarine components (shoreface) and can be segmented by a series of inlets (and be detached from the mainland, representing a barrier island in *sensu stricto*). They can also be fully attached to the mainland at both or at one end, with or without inlets.

The geomorphological and stratigraphic modifications in coastal barriers occur at varying timescales. The evolution of barriers during the Quaternary is probably among the most well-known topics in the literature of coastal sedimentary environments (*e.g.* Carter *et al.*, 1989; Cowell *et al.*, 1995; Storms *et al.*, 2002; Masselink & van Heteren, 2014; Anthony, 2015; Murray & Moore, 2018; Cooper *et al.*, 2018).

The shape, characteristics, and changes of coastal barriers occur in response to several primary and secondary factors (Hesp & Short, 1999; Dillenburg & Hesp, 2009) such as the substrate slope (Belknap & Kraft, 1985; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000), underlying stratigraphy and framework geology (Riggs *et al.*, 1995; Stolper *et al.*, 2005; Flocks *et al.*, 2015; Wernette *et al.*, 2018), tectonic uplift and subsidence rates (Chen & Liu, 2000; Martínez *et al.*, 2000), rate of relative sea level change (Carter *et al.*, 1989; Morton *et al.*, 2000; Moore *et al.*, 2010), shoreface evolution (Billy *et al.*, 2013; Kinsela *et al.*, 2016; Cowell & Kinsela, 2018), back-barrier dynamics (Walters *et al.*, 2014; Brenner *et al.*, 2015) and sediment supply/barrier volume (Timmons *et al.*, 2010; Dillenburg *et al.*, 2017). Those factors interact with driving mechanisms such as waves, currents, tides, and winds, both in short and long terms and ranging from micro- to megascale. Several interactions and feedbacks exist among the driving forces, and hence assigning the cause of any barrier change to one driver or another is not trivial. The balance or imbalance among those driving mechanisms, from decadal to millennial scales, will produce a variety of behaviors, morphologies, and dimensions of coastal barriers.

Research works using multivariate statistical analyses have been widely published with numerous applications on marine and coastal geology. For instance: sedimentary facies (Feldhausen & Ali, 1975); analysis of nearshore bathymetry (Ruessink *et al.*, 2004); beach nourishment (Peterson & Bishop, 2005); morphology change (Buonaiuto *et al.*, 2008); shoreline variability (Harley *et al.*, 2011); coastal erosion (Corbella & Stretcha, 2012); dune building (Brantley *et al.*, 2014), biophysical

interactions within coastal barriers (Durán Vinent & Moore, 2014); and beach classification (Burvingt *et al.*, 2017), among many others. However, their use in identifying and establishing patterns or relationships among different parameters of coastal barriers (for example: substrate slope, shoreface characteristics, beach type and breaker wave properties) still requires further investigation.

From the coastal management perspective, the identification of the primary controls of coastal barrier evolution, including the beach-dune system behavior and the qualitative relationship among the controls, could be useful (Thieler & Hammar-Klose, 1999; Houser *et al.*, 2008). The search for significant statistical findings in this kind of geomorphological study, for example, could give us a better understanding of how the coast has changed in the past and which drivers have played a major role in these changes, leading to better predictions.

Dillenburg *et al.* (2004, 2017) and Martinho *et al.* (2009) stated that the coastal process conditions did not change significantly during the mid- to late Holocene on the coast of the state of Rio Grande do Sul (RS), southern Brazil. These studies were based on detailed geological data and sedimentological properties of the RS coast. Thus, it is assumed that the present prevailing coastal drivers are associated with relatively stable coastal conditions over the last millennia. Therefore, this coastal region is adequate to test the application of multivariate statistical techniques in the analysis of the spatial variations of coastal barrier systems.

The Hierarchical Cluster Analysis (HCA) and the Principal Component Analysis (PCA) were used on geomorphological and oceanographic data from a Holocene coastal barrier, taking a wide range of parameters relevant to barrier behavior into account. This study attempts to clarify the relationship between geological and oceanographic parameters of different types of Holocene coastal barriers (progradational and retrogradational/aggradational). Furthermore, by adopting a qualitative approach, we investigated the relative importance of each parameter in those types of barriers, in order to search for patterns. This study was carried out with data coming from fourteen locations along the RS coast between Sarita Lighthouse and Xangri-lá (Figure 3.1).

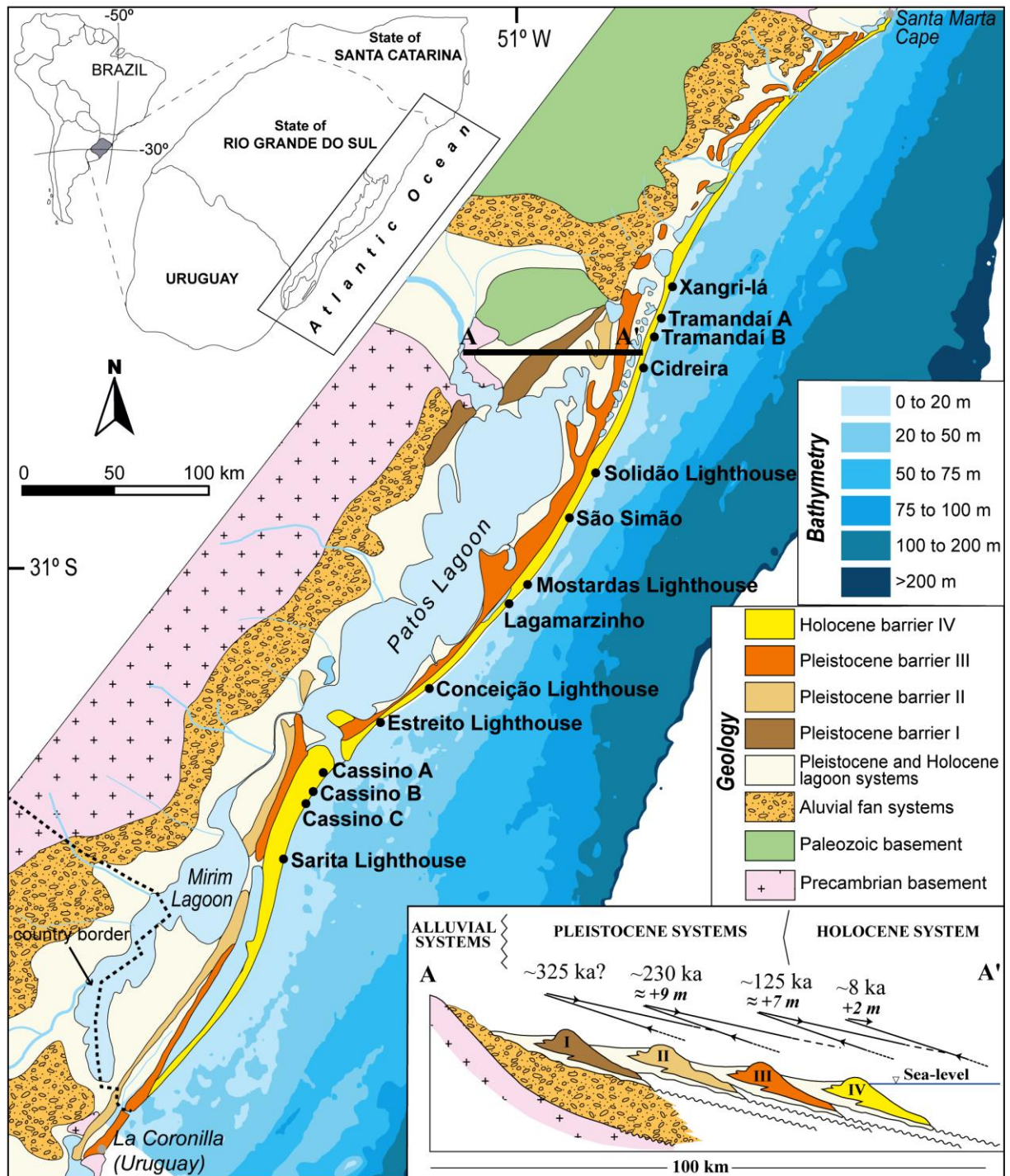


Figure 3.1. Location of the study area showing the general geology and bathymetry of the continental margin. The inset shows the schematic cross-section stratigraphy of the Coastal Plain of RS. Modified from Dillenburg *et al.* (2017) and Rosa *et al.* (2017)

3.2. Regional Setting

The RS coast corresponds to an emergent part of the Pelotas Basin, which was formed on a trailing-edge continental margin developed during the Early Cretaceous as a result of the separation of West Gondwana (Stica *et al.*, 2014). Some areas of the basin show large deposits of sediments, greater than 10 km thick (Fontana, 1990). The sand-rich continental shelf is relatively wide (>100 km), shallow

(<150 m), and has an average slope ranging from 0.03° to 0.08° (Dillenburg *et al.*, 2000). It constitutes a good example of an accommodation-dominated modern shelf (Swift & Thorne, 1991), which receives no modern sand inputs from the mainland because most of the sand-size sediment eroded from the continent is entrapped within coastal lagoons (Tomazelli *et al.*, 1998; Tomazelli & Dillenburg, 2007).

The coastal plain of RS (CPRS) owes its origin to the repetitive sea level rise and fall during the Quaternary (Figure 3.1) (Tomazelli *et al.*, 2006; Rosa *et al.*, 2017). Records of at least four marine transgressions associated with glacial–interglacial cycles are represented by four barrier systems formed during the late Pleistocene (Barriers I, II, and III) and Holocene (Barrier IV) (see inset from Figure 3.1). The Holocene barrier system (IV), with its 750 km of extension, is one of the longest chains of barriers in the world and has only seven permanent inlets along the entire coast.

Details of the coastal morphology are presented in the form of a Digital Elevation Model (DEM) of ALOS World 3D (AW3D) and a general bathymetry gathered from the Brazilian Geological Survey (CPRM) (Figure 3.2). This figure also gives information about deep-water wave climate, wave energy gradients and the gradients in alongshore sediment transport (LST) calculated with the CERC equations by Martinho *et al.* (2009). Similar values of wave energy and LST were grouped into classes of high, medium and low. Such gradients have also been observed, using computational modelling, by Cecílio & Dillenburg (2019).

According to Dillenburg *et al.* (2000) and Dillenburg & Barboza (2014), retrogradational and aggradational barriers are associated with large projections of the shoreline (convex-seaward), while progradational barriers occur in large reentrances (concave-landward) as shown in Figure 3.1 and 3.2. The open-coast beaches of the CPRS are composed of fine, well-sorted and rounded quartzose sands, and are classified as dissipative and intermediate beaches (Calliari & Toldo, 2016).

At the end of the last glaciation, the relative sea level was around 120-130 m lower than today at approximately 18 ka (Corrêa, 1996). After this period, sea level rose at an average rate of 1.2 cm yr^{-1} up to near 1-3 m above its present level (reached at around 5.6 ka), subsequently followed by a slow sea-level fall up to the present time (Angulo *et al.* 2006; Dillenburg *et al.*, 2017).

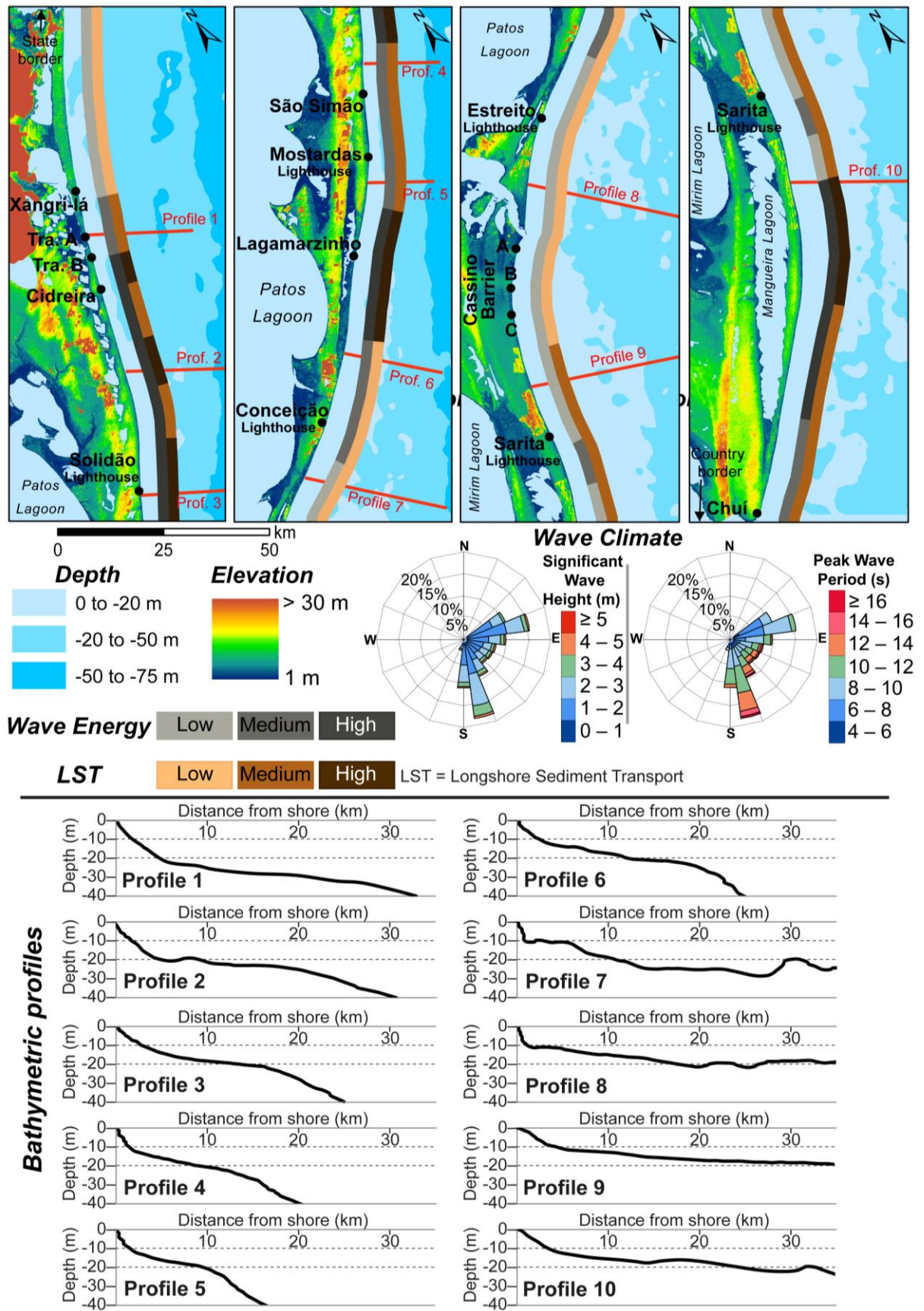


Figure 3.2. RS coast showing sampling sites, Digital Elevation Model (DEM) of ALOS World 3D, general bathymetry (Brazilian Geological Survey – CPRM), bathymetric profiles (Modified from Corrêa, 1996), deep-water wave climate (Modified from Romeu *et al.*, 2015), wave energy gradients and longshore sediment transport gradients (Modified from Martinho *et al.*, 2009). For geological context see Figure 3.1

Tides along the RS ocean beaches are semidiurnal and microtidal, with an astronomical tidal range of 0.3 m. Meteorological tides are common and can raise the water level by more than a meter (Andrade *et al.*, 2018). Sediment transport and deposition along the open coast are primarily driven by waves, producing a net northward alongshore drift (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo *et al.*, 1993; da Motta *et al.*, 2015).

A 30-year deep-water (100 m) wave climatology (between 1979 and 2008) produced for the oceanic zone of the RS with the NOAA WAVEWATCH III[®] (Romeu *et al.*, 2015) is presented in Figure 3.2. These data are consistent with previous measurements (Motta, 1969). Significant wave height along the breaker line can vary by as much as 60% depending on its location (Dillenburg *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2009). The prevailing wave directions are seasonal in nature and consist of waves from the E quadrant (ENE swells and ENE seas) in summer and swells from the S quadrant in winter. Typically wave heights are 1 to 1.50 m and periods are within the range 6 to 14 s (Cuchiara *et al.*, 2009; Romeu *et al.*, 2015). High-energy conditions are found during the winter months (Barletta & Calliari, 2002). Storm-generated waves can exceed up to 5 m in height (at shore). These high-energy waves are generated by extreme events which occur on average every 1 to 2 years in southern Brazil (Machado *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, 2014). Using a wave gauge over a 3-year period between 1996 and 1999, Barletta & Calliari (2002) found out that most (84%) storms in the RS coast produce waves with heights of about 2 to 3 m.

The CPRS is located within the oceanic climate zone (Cfa) according to Köppen classification, consisting of warm summers and cool winters and having no dry seasons (Peel *et al.*, 2007; Alvares *et al.*, 2013). The rain precipitation is usually 1,350 mm distributed evenly throughout the year. The average temperature in summer and winter along the coast varies from 23 ± 1 °C to 7 ± 1 °C, respectively (Marengo and Camargo, 2008). Normally, the climate is both influenced by the South Atlantic Anticyclone (SAA), which produces the tropical warm and humid air masses during spring and summer, and the Polar Migratory Anticyclone (PMA), which produces the Atlantic Polar mass and cold fronts during autumn and winter (Rodrigues *et al.*, 2004; Cavalcanti *et al.*, 2009; Dillenburg *et al.*, 2009). Northeasterly winds prevail during the entire year and are particularly dominant during spring and summer. Secondary western-southwestern winds become more important in autumn and winter (Tomazelli, 1993). Large-scale ocean-atmosphere climate events (*e.g.*

ENSO and AMO) also influence southern Brazil, changing the patterns of rains, winds, waves, and currents (Grimm *et al.*, 1998; Schossler *et al.*, 2018). These environmental changes are recorded in the sedimentary features along the Pelotas Basin (Bitencourt *et al.*, 2016, 2017; Dillenburg *et al.*, 2017).

3.3. Material and Methods

3.3.1. Data sources

In this study we investigated the spatial variation of geological and oceanographic parameters along the Holocene barrier of the RS coast. The dataset under investigation comprised data from different sources.

Overall, the parameters were chosen based on their availability and representativeness to synthesize the physical characteristics of the study area. We used a database (called *Praia LOG*) that contained morphometric and environmental parameters compiled by Pereira *et al.* (2010). The authors made a comprehensive review of many studies that used morphodynamic and/or sedimentologic data between 1991 and 2003 (8 to 52 measurements over 3 to 96 months). Furthermore, morphometric data from Dillenburg *et al.* (2000), Calliari *et al.* (2005), and FitzPatrick (2017) were also available for this study. Table 3.1 summarizes all the parameters used here and their respective sources.

It is well-known that the parameters that control coastal evolution do not operate at the same intensity, space, and rate over time (Roy *et al.*, 1994; Hesp & Short, 1999; Dillenburg *et al.*, 2009). In order to cover the variety of timescales involved in coastal settings, a range of different methods must be considered (Schwarzer *et al.*, 2003; Gracia *et al.*, 2005; Oliver *et al.*, 2017). Since long time series of measured parameters are scarce for the RS coast, we assumed that modern-day parameters correspond to relatively stable morphodynamic conditions over the past several thousand years for the RS coast as stated by Dillenburg *et al.* (2004, 2017) and by Martinho *et al.* (2009). The treatment and combination of many different types of coastal parameters have been performed in the past (e.g. Gornitz *et al.*, 1994; Thieler & Hammar-Klose, 1999; Pendleton *et al.*, 2010).

Table 3.1. Dataset with all the data (raw parameters) used. The wave breaker height (H_b), wave period (T), mean grain size (Mz), dimensionless fall velocity (Ω), beach slope (β), mean beach width (W), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and shoreline orientation relative to true North (α) were extracted from the *Praia LOG* database compiled by Pereira *et al.* (2010). The shoreface dimensions (X_s for base extension and Y_s for base depth), shoreface slope ($S\alpha$), and substrate slope (θ) were derived from Dillenburg *et al.* (2000). Data on the foredune height (Dh) derived from (a) Calliari *et al.* (2005) and (b) FitzPatrick (2017).

Study Sites	H_s (m)	T (s)	$Mz(\varphi)$	Ω	$\theta(^{\circ})$	W (m)	CV (%)	$Vv(m^3 \cdot m^{-1})$	$\alpha(^{\circ})$	Y_s (m)	X_s (m)	$*S\alpha(^{\circ})$	$\vartheta(^{\circ})$	Dh (m)
Xangri-lá	1.1	11.6	2.1	4.6	1.6	114	7	15	25	20	5000	0.40	0.058	^a 2.0
Tramandai A	0.9	10.8	2.3	3.6	2.4	117	15	25	21	20	5000	0.40	0.058	^a 1.2
Tramandai B	1.0	11.5	2.5	4.6	2.1	96	18	38	22	20	5000	0.40	0.067	^a 4.3
Cidreira	1.1	11.8	2.2	4.3	2.4	103	7	15	19	20	5000	0.40	0.075	^a 3.6
Solidão Lighthouse	1.3	12.0	2.3	5.5	2.1	89	17	21	31	20	5000	0.40	0.113	^a 1.8
São Simão	1.0	11.0	2.2	4.7	2.0	91	16	23	31	20	5000	0.40	0.120	^a 2.9
Mostardas Lighthouse	1.1	10.0	2.2	4.8	2.3	75	12	19	46	20	5000	0.40	0.125	^a 2.4
Lagamarzinho	1.3	11.0	2.3	5.5	1.8	65	33	14	46	17	4000	0.43	0.086	^a 1.7
Conceição Lighthouse	1.0	11.0	2.3	4.8	2.1	62	24	15	54	12	3000	0.40	0.057	^a 1.5
Estreito Lighthouse	0.9	10.0	2.4	4.0	1.7	88	12	14	58	12	3000	0.40	0.045	^a 0.7
Cassino A	0.8	9.8	2.9	6.4	2.0	77	8	9	56	12	3000	0.40	0.031	^b 4.6
Cassino B	0.9	11.0	2.9	6.0	1.5	126	4	3	49	12	3000	0.40	0.029	^b 3.9
Cassino C	0.6	8.7	2.5	5.0	1.9	134	5	4	42	12	3000	0.40	0.034	^b 2.4
Sarita Lighthouse	0.7	8.5	2.5	5.0	2.5	70	14	4	12	12	3000	0.40	0.034	^b 1.8

Based on the availability of pre-existent data, the following parameters were selected:

The shoreface dimensions (X_s for base extension and Y_s for base depth), shoreface slope ($S\alpha$), and substrate slope (θ) all derived from Dillenburg *et al.* (2000); the foredune height (Dh) derived from Calliari *et al.* (2005) and FitzPatrick (2017). In addition, the dimensionless fall velocity (Ω), breaker wave height (H_b), wave period (T), mean grain size (Mz), mean beach width (W), beach slope (β), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and shoreline orientation relative to true North (α) were extracted from the *Praia LOG* database compiled by Pereira *et al.* (2010). It should be noted that all surveys described by Pereira *et al.* (2010) followed the methodology proposed by Birkemeier (1981), which used a topographic level, rod, and geological compass. Therefore, fourteen parameters were analyzed in this study (Table 3.1). A conceptual model describing most of those parameters is shown in Figure 3.3. A description of all the parameters used is presented next.

- *Shoreface dimensions (X_s and Y_s):* these values were derived from Dillenburg *et al.* (2000). The authors followed Evert's (1978) method, which identifies the shoreface base as a point where its usual concave profile is tangent to the smooth slope of the continental shelf. X_s is the distance from the shoreline, and Y_s is the shoreface base current depth. That is, the seaward limit of the Holocene barrier.

- *Shoreface slope ($S\alpha$):* this parameter was calculated using the shoreface

dimensions (X_s and Y_s). It is also known as sand-body slope and is defined as the slope in degrees from the shoreface base to the shoreline intersection.

- *Substrate slope (θ)*: it is the substrate over which barriers have translated in the course of the post-glacial marine transgression (Roy *et al.*, 1994). It is represented here by a plane slope defined between +2 m and -70 m (see Figure 3.3). Together with the shoreface slope, it controls the amount of energy reaching the surf zone (Roy *et al.*, 1994; Anthony, 2009; Billy *et al.*, 2013).

- *Foredune height (Dh)*: it is the measured vertical height from the foredune toe to the foredune crest. In general, foredunes play an important role in the sediment budget of beaches (Hesp, 1983; Psuty, 2008; Sabatier *et al.*, 2009).

- *Dimensionless fall velocity (Ω)*: this parameter is based on the breaker wave height (H_s), sediment size (Mz), and wave period (T). The dimensionless fall velocity (Dean, 1973) indicates what type of morphodynamic beach state will prevail: reflective, intermediate or dissipative surf zone conditions (Masselink & Short, 1993; Woodroffe, 2003; Splinter *et al.*, 2013).

- *Breaker wave height (H_s)*: these data were estimated based on visual observations from land near the first breaking line. Normally, the visually observed and significant wave heights match well (Gulev & Hasse, 1998; Soomere, 2016). This measurement is meaningful only at the vicinity of the observation point. The wave data presented by Pereira *et al.* (2010) showed good agreement with significant wave height ($H_{1/3}$) data from other studies (Dillenburg *et al.*, 2005, 2009).

- *Wave period (T)*: it was estimated based on visual observations from land near the first breaking line. However, the visually estimated wave periods are normally a few tenths of a second shorter than the peak period (Gulev & Hasse, 1998; Soomere, 2016). This measurement is also meaningful only at the vicinity of the observation point.

- *Mean grain size (Mz)*: these values represent the beach median grain size of the swash zone (D_{50} using the phi scale) determined by dry sieving. This parameter provides important information regarding hydrodynamic and depositional conditions (Wright & Short, 1984).

- *Mean beach width (W)*: measured from the foredune toe to the shoreline, this parameter is one of the basic measurements for assessing the beach profile and shoreline position (Short, 1980), and have important implications on the

morphological variability of foredunes (Keijsers *et al.*, 2014; Silva *et al.*, 2019).

- *Beach slope (β)*: it is defined as the average slope (in degrees) of the beach profiles. This parameter depends mostly on the incident wave energy (Madsen & Plant, 2001).

- *Backshore mobility (CV)*: this parameter (defined by Dolan *et al.*, 1978) corresponds to the coefficient of variation of the mean shoreline position (mean beach width), which is a good indicator of the likelihood of backshore erosion and accretion (Short, 1980; Parise *et al.*, 2009).

- *Volume variation above datum (Vv)*: it represents the integral of the area between two sequential profiles multiplied by a meter (e.g. per meter length of shoreline). This parameter has been used to quantify beach volume changes and to infer coastal processes (Sá-Pires *et al.*, 2006).

- *Shoreline orientation relative to true North (α)*: it corresponds to the geographic position of each location (true North has an azimuth of 0°). Shoreline orientation plays an important role in the alongshore drift and coastal erosion along the RS coast, due to exposure to wave/wind action (Dillenborg *et al.*, 2004).

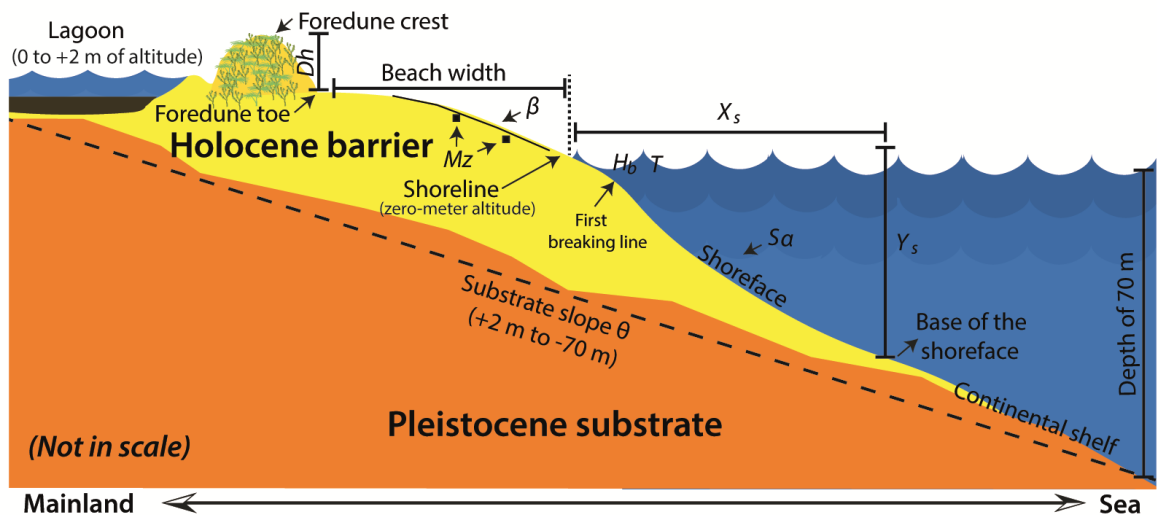


Figure 3.3. Conceptual model showing most of the parameters presented in Table 1. Parameters such as the dimensionless fall velocity (Ω), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and shoreline orientation relative to true North (α) are absent in this model. All the parameters analyzed in this study are described in the text.

The data did not share the same natural units. Since the multivariate analysis is highly sensitive to scaling and parameter magnitudes, a standardization (z-score transformation) was performed by subtracting the sample mean (\bar{x}) from each parameter and then dividing it by the corresponding square root of sample variance (standard deviation, σ) as follows: $z = (x - \bar{x}) \cdot \sigma^{-1}$. Z-scores are a useful way to combine

scores from data that have different ranges, units, and standard deviations. Thus, the parameters become scale-invariant, with zero mean values and unit variance. The standardization tends to increase the influence of the parameters whose variance is small and reduce the influence of those whose variance is large.

3.3.2. Multivariate data analysis

3.3.2.1. Previous studies using data from the coastal zone

The use of multivariate statistics in analyzing data from coastal sedimentary environments have been performed by several studies (Feldhausen & Ali, 1975; Ruessink *et al.*, 2004; Peterson & Bishop, 2005; Buonaiuto *et al.*, 2008; Pendleton *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2010; Harley *et al.*, 2011; Corbella & Stretcha, 2012; Brantley *et al.*, 2014; Durán Vinent & Moore, 2014; Burvingt *et al.*, 2017). Two of these references are particularly relevant for this study: Pendleton *et al.* (2010) and Pereira *et al.* (2010). The former authors analyzed several coastal parameters using Principal Component Analysis (PCA) whereas the later authors used the same database (*Praia LOG*) as this study. Both researches are described below.

Pendleton *et al.* (2010) conducted a study in many shorelines from USA national parks. They applied the Principal Component Analysis (PCA) to datasets that encompassed parameters with different units such as shoreline change (my^{-1}), regional coastal slope (%), rate of relative sea/lake level change (mmy^{-1}), mean wave height (m), and mean annual ice cover (days), among others, in order to reduce data dimensionality. For Thieler & Hammar-Klose (1999), the combination of those parameters and their association provides an overview of coastal regions that can be used to make long-term management decisions.

Pereira *et al.* (2010) applied cluster analysis, multidimensional scaling (MDS), and an analysis of similarities (ANOSIM) to morphodynamic/sedimentological data from RS beaches, aiming to determine their heterogeneity and homogeneity in order to reduce the impacts of oil spill.

3.3.2.2. This study

In order to find the relationship and similarities between coastal sites and their corresponding parameters, we used the statistical method of multivariate analysis. The Hierarchical Cluster Analysis (HCA) and Principal Component Analysis (PCA) were used to classify parameters according to their location. In order to

qualitatively combine methods, our procedure was to identify sites with similar characteristics first using HCA in order to create groups. Then PCA is applied to these groups, seeking to analyze the current status and relationships among the parameters. Part of the dataset used by *Pereira et al. (2010)* was for the first time combined with parameters such as the shoreface dimensions, substrate slope, shoreface slope, and dune height.

The analyses were performed using MVSP 3.1 (Kovach Computing Services), with an alpha (p) of 0.05 used as a cutoff for significance (95% confidence interval). The approach presented here was designed to find groups that encompassed several different types of parameters, and to evaluate the different contributions of those parameters in their corresponding groups in the study area. Therefore, PCA was applied separately to the raw data from each group.

3.3.2.2.1. Hierarchical Cluster Analysis (HCA)

Among data classification techniques, HCA may be considered as the most important tool to determine the similarities among parameters (R-mode) or between objects/points (Q-mode) and the dataset (*Jain & Dubes, 1988; Kaufman & Rousseeuw, 2005*). The hierarchical agglomerative clustering method used was Ward's minimum variance (*Jain & Dubes, 1988*), which requires a squared Euclidean distance matrix as a similarity measurement. A review of the use of this technique is found in *Jain et al. (1999)*.

Dendrograms (binary tree) were used to provide a visual interpretation of how groups were merged/split hierarchically. Each leaf node is a singleton cluster, and the combination of the nodes in the tree defines a cluster (group). The vertical axis is a cumulative measurement of variability summed over all clusters at that level. In other words, HCA examines distances between sampling sites and the dataset, grouping locations with similar contexts. This technique has the advantage that any valid measurement of the Euclidean distance can be used for tree cutting (empirically or using statistical methods).

3.3.2.2.2. Principal Component Analysis (PCA)

PCA is used to extract important parameters from a dataset. In this study, it was performed based on the correlation matrix. PCA produces linear combinations of the original parameters to generate new ones (axes) – also known as “principal

components” (*PCs*) – with the aim of expressing the data in terms of these new parameters. Each of these new axes is orthogonal to each other (and hence linearly independent) and ranked according to the variance of the data along them. This is a method used to select a subset of parameters that best represents the data. The first principal component (PC_1) embraces and accounts for the maximum possible proportion of the total variance in the dataset; the isolated second component (PC_2) absorbs the maximum of the remaining variance and so on. The cumulative percentage of the variance is the sum of *PCs*. The total number of *PCs* is equal to the number of parameters. Furthermore, *PCs* represent the directions that contain most of the data variance. PCA can be performed between and within groups (Krzanowski, 1979). Here, PCA is applied to reveal the differences between groups.

PCA is a technique used to emphasize interpretability, commonly applied to systematically reduce the number of dimensions needed to describe datasets, but at the same time minimizing the loss of information (Jolliffe & Cadima, 2016). This tool is also useful to identify patterns in datasets that appear to be random. A comprehensive review about this method can be found in Abdi & Williams (2010) and Jolliffe & Cadima (2016).

Eigenvectors and principal-component loadings are used to determine which parameter or combination of parameters is the most important to the present (modern) coastal barrier behavior in each stretch. These loadings are the correlation coefficients between the parameters (rows) and the principal components – *PCs* (columns). Parameters with loadings higher than 0.3 (level of correlation) are taken into consideration. Positive values of loadings indicate that both parameters increase or decrease together, and negative values indicate that while one increases, the other one decreases (or vice-versa). In other words, PCA illustrates the relationships that exist among parameters and identifies the relative importance of each one since they do not contribute equally to coastal environments (Pendleton *et al.*, 2010).

3.4. Results

When HCA was performed, all parameters from each location were evaluated. The empirical knowledge on the study area was used in order to cut the squared Euclidean distance at 16. Thus, the fourteen sites of this study were divided into four significant statistical groups (Groups 1, 2, 3, and 4) based on their coastal barrier similarities and beach characteristics. The dendrogram in Figure 3.4 shows

the distance among rows and to which nodes each row belongs to. Group 1 included the sampling sites Cassino A, B, and C, and Sarita Lighthouse (Figure 3.1). Group 2 comprised the sampling sites Estreito Lighthouse, Conceição Lighthouse, and Lagamarzinho. Group 3 was formed by the grouping of Mostardas Lighthouse, Solidão Lighthouse, and São Simão, while Group 4 included Cidreira, Tramandaí A, and B, and Xangri-lá.

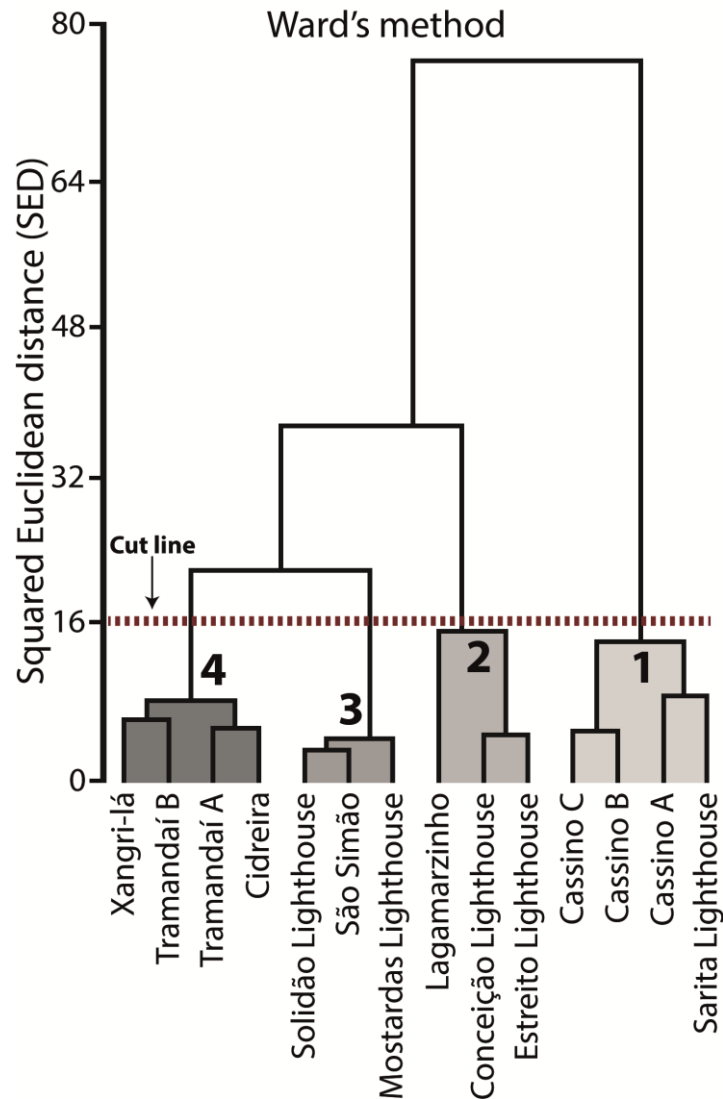


Figure 3.4. Hierarchical dendrogram of all locations. Four groups were formed based on similar characteristics. The dashed line represents the cut-off squared Euclidean distance.

The HCA results were analyzed by performing PCA. The PCA results are presented in Table 3.2 for the four principal components (PCs) of each cluster group, showing their respective eigenvalues (λ_i), percent of variance computed by each PC (%VPC), and cumulative percentage of variance (%VPC-accumulated). The variance is explained by each component of each eigenvalue. The variance explained by the accumulated components (%VPC-accumulated) – taking into account both first (PC_1)

and second (PC_2) principal components – explained at least 76.4% of the variation in all four groups. The third and fourth PC s were much less important than the first two (PC_1+PC_2). Therefore, only PC_1 and PC_2 were explored in this study.

Table 3.2. Results from the principal component analysis (PCA) of the four principal components for each group that resulted from HCA. The principal components (PC s), eigenvalue (λ_i), and percentage of variance explained by components (%VPC) are shown in this table. The eigenvalue (λ_i) represents the amount of variance computed by each PC .

	Principal component	λ_i	%VPC	%VPC (accumulated)		Principal component	λ_i	%VPC	%VPC (accumulated)
Group 1	PC_1	14.73	60.28	60.28	Group 2	PC_1	13.10	60.45	60.45
	PC_2	6.22	25.46	85.74		PC_2	6.99	32.27	92.72
	PC_3	2.86	11.70	97.45		PC_3	1.57	7.27	100
	PC_4	0.62	2.54	100		PC_4	0	0	100
	Principal component	λ_i	%VPC	%VPC (accumulated)		Principal component	λ_i	%VPC	%VPC (accumulated)
Group 3	PC_1	9.34	76.53	76.53	Group 4	PC_1	7.50	55.04	55.04
	PC_2	1.96	16.05	92.59		PC_2	2.92	21.42	76.47
	PC_3	0.90	7.41	100		PC_3	1.97	14.48	90.96
	PC_4	0	0	100		PC_4	1.23	9.04	100

For Group 1, the analysis shows that about 60% of the total variation was explained by the first principal component (PC_1), and 85% by the first two principal components together (PC_1+PC_2). PC_2 alone corresponded to 25.4%. In other words, 85% of the total variance in the fourteen analyzed parameters can be condensed into the two new parameters above (PC s) in Group 1.

Group 2: PC_1 and the first two principal components together (PC_1+PC_2) explained 60% and 92% of variance of the parameters for Group 2, respectively.

Group 3: PC_1 and PC_1+PC_2 explained 76% and 92%, respectively, of the variation in the data of Group 3. Finally, for Group 4, PC_1 and PC_1+PC_2 explained 55% and 76% of the total variance respectively.

Table 3.3 shows the principal-component loadings, which corresponds to the correlations between the raw data parameters and each principal component (PC s) for all four groups. The interpretation of the PC s was based on the finding of which parameters were most strongly correlated to each component. A positive value indicates that both dimensions (parameters) increase together, while a negative value indicates that as one dimension increases, the other decreases (or vice-versa). The most important parameters for PC_1 and PC_2 in each group were different to some degree (level of correlation above 0.3 with a positive or negative sign). Furthermore, Figure 3.5 shows the scatter plot of the component loadings (parameters plotted as points in the component space) in order to help estimate which parameters contribute to which axes (PC_1 and PC_2). The following paragraphs

describe the correlation among parameters and the PC s for each group.

Table 3.3. Principal-component loadings. Interpretation of the PC s is based on the finding of which parameters were most strongly correlated to each component. Values higher than 0.3 (with a positive or negative sign) are acceptable (p of 0.05). H_b is the wave breaker height, T is the wave period, Mz is the mean grain size, Ω is the dimensionless fall velocity, β is the beach slope, W is the mean beach width, Cv is the backshore mobility, Vv is the volume variation above datum, α is the shoreline orientation relative to true North, Y_s is the shoreface base depth, X_s is the shoreface base extension (X_s), $S\alpha$ is the shoreface slope, θ is the substrate slope, and Dh is the foredune height.

		PC_1	PC_2	PC_3	PC_4			PC_1	PC_2	PC_3	PC_4
Group 1	H_s	0.309	0.309	-0.164	-0.325	Group 2	H_s	0.302	-0.156	0.064	0.278
	T	0.246	0.497	-0.082	-0.415		T	0.080	-0.091	0.296	0.410
	Mz	-0.408	0.164	-0.269	-0.251		Mz	-0.089	-0.042	-0.103	0.788
	Ω	-0.314	0.188	-0.348	-0.007		Ω	0.127	-0.328	0.290	-0.299
	β	0.129	-0.461	-0.291	0.164		β	-0.136	-0.155	0.484	0.035
	W	-0.155	0.227	0.742	0.000		W	-0.310	-0.187	-0.362	-0.073
	Cv	0.252	-0.098	-0.171	-0.049		Cv	0.526	0.013	0.404	-0.050
	Vv	0.322	0.145	-0.117	0.351		Vv	-0.038	-0.038	0.042	0.182
	α	-0.142	0.416	-0.036	0.653		α	0.191	0.436	-0.066	0.034
	Y_s	0.317	0.124	0.008	0.110		Y_s	-0.041	-0.206	-0.067	-0.001
	X_s	0.312	0.122	0.008	0.108		X_s	-0.083	-0.287	-0.051	0.000
	$S\alpha$	0.078	0.030	0.002	0.027		$S\alpha$	0.622	-0.287	-0.238	0.000
	θ	0.306	0.092	0.019	0.139		θ	0.087	-0.214	0.065	0.000
Dh	-0.228	0.296	-0.305	0.191	Dh	-0.181	-0.406	0.217	0.000		
		PC_1	PC_2	PC_3	PC_4			PC_1	PC_2	PC_3	PC_4
Group 3	H_s	0.330	0.362	0.470	0.374	Group 4	H_s	0.078	-0.117	0.294	-0.163
	T	0.158	0.630	-0.162	-0.003		T	0.298	-0.063	0.307	-0.131
	Mz	-0.294	0.109	0.252	0.020		Mz	-0.174	0.432	-0.031	0.025
	Ω	0.062	0.357	0.283	0.119		Ω	-0.376	0.113	0.376	0.003
	β	0.137	-0.213	0.416	0.185		β	0.198	0.271	-0.540	-0.633
	W	-0.144	0.216	-0.257	-0.074		W	0.249	-0.247	-0.124	0.136
	Cv	0.069	0.202	-0.172	0.038		Cv	-0.076	0.350	-0.182	0.302
	Vv	0.224	0.022	-0.245	0.179		Vv	0.372	0.536	0.022	0.522
	α	-0.019	-0.314	0.369	0.040		α	-0.409	0.039	-0.028	0.068
	Y_s	0.364	-0.055	-0.063	0.001		Y_s	0.380	-0.070	0.070	0.047
	X_s	0.372	-0.056	-0.064	-0.031		X_s	0.387	-0.072	0.071	0.048
	$S\alpha$	-0.107	0.016	0.018	0.010		$S\alpha$	-0.111	0.021	-0.020	-0.014
	θ	0.629	-0.225	-0.100	-0.232		θ	-0.020	0.065	0.054	-0.188
Dh	-0.052	-0.208	-0.355	0.846	Dh	0.117	0.472	0.562	-0.348		

- Group 1: PC_1 showed a positive correlation with the shoreface dimensions (X_s and Y_s), substrate slope (θ), volume variation above datum (Vv), and breaker wave height (H_b), while it showed a negative correlation with the mean grain size (Mz) and dimensionless fall velocity (Ω). PC_2 was positively correlated to the shoreline orientation relative to true North (α), breaker wave height (H_s), and wave period (T), and negatively correlated to the beach slope (β).
- Group 2: PC_1 was positively related to the breaker wave height (H_b), shoreface slope ($S\alpha$), and backshore mobility (Cv), while it had a negative relationship with the mean beach width (W). PC_2 exhibited a negative correlation with the dimensionless fall velocity (Ω) and foredune height (Dh) and showed a positive correlation with the shoreline orientation relative to true North (α).

- Group 3: PC_1 increased (positive correlation) with the breaker wave height (H_b), shoreface dimensions (X_s and Y_s), and substrate slope (θ). PC_2 increased with the breaker wave height (H_b), wave period (T), and dimensionless fall velocity (Ω), while it decreased (negative correlation) with the shoreline orientation relative to true North (α).
- Group 4: PC_1 increased (positively related) with the shoreface dimensions (X_s and Y_s) and volume variation above datum (Vv), while it decreased with the shoreline orientation relative to true North (α) and dimensionless fall velocity (Ω). PC_2 showed a positive correlation with the mean grain size (Mz), backshore mobility (CV), volume variation above datum (Vv), and foredune height (Dh).

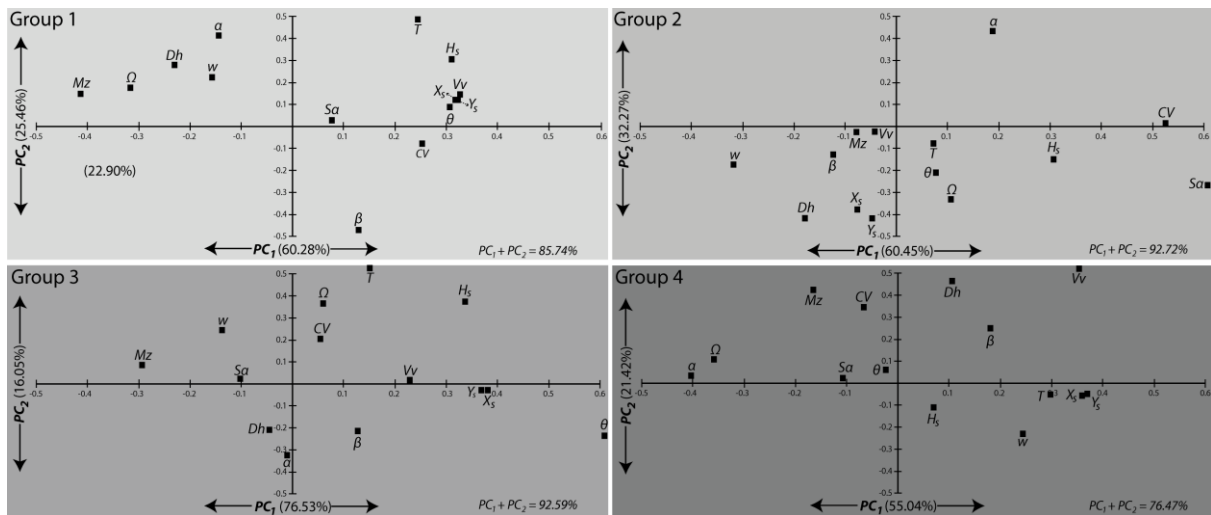


Figure 3.5. Scatter plot of the component loadings (parameters) on the component space. Parameters close to the center of the plot are less important (between 0.3 and -0.3 on both axes).

3.5. Discussion

3.5.1. On the representativeness of coastal parameters

Several authors have employed a multi-level hierarchical structure (both in spatial and temporal scales) for coastal settings (Kraus *et al.*, 1991; Cowell & Thom, 1994; Cowell *et al.*, 2003; Woodroffe, 2003; Schwarzer *et al.*, 2003; Gracia *et al.*, 2005; Wolinsky, 2009; Ruggiero *et al.*, 2016; French *et al.*, 2016). The representativeness of coastal drivers to capture both coastal evolution variability in space and time is a major concern for researchers.

According to the literature, the parameters from this study (Table 3.1) can be divided into two main categories: (i) long-term, when significant changes occur at long timescales and over large spatial domains, and (ii) short-term, which is normally

related to contemporary processes, ranging from annual to centennial scales. The question that arises here is associated with the representativeness and validity of these short-term parameters when combined with the long-term ones. According to Splinter *et al.* (2013) at least two years of sampling data are required to capture shoreline changes, in order to calibrate models. While the data presented here are sparse and given the exploratory scope of this paper, assumptions and generalizations have been made.

Normally, the discussion of coastal evolution at different timescales is carried out independently for each scale (Schwarzer *et al.*, 2003). However, several research works have shown little change in terms of morphological features and coastal parameters over time, worldwide and in Brazil. Costas *et al.* (2016) used the height of the morphological features from a present beach to represent modern analogs for the coastal barrier of Troia Peninsula (Portuguese coast) over the past 6.5 ka. Oliver *et al.* (2017) integrated modern beach parameters with the sedimentary record from two progradational barriers in southeastern Australia, which allowed the development of a model for ridge formation. The present beach morphodynamics of the Doce River deltaic plain (southeastern Brazil) represents a continuation of the hydrodynamic processes that started about 2.5 ka ago (Albino & Suguio, 2010). Additionally, Bittencourt *et al.* (2011) showed that current wave conditions in the east-northeastern Brazilian region seem to have remained with the same characteristics through the last 5.1 ka. A Ground Penetrating Radar (GPR) profile record of a normal coastal progradation in Paranaguá (southern Brazil) from the last 4 ka showed seaward-dipping reflectors (interpreted as an ancient beach face) that had the same characteristics as those of the present beach face (Angulo *et al.*, 2009).

Near the study area, Dillenburg *et al.* (2017) showed in detail that progradational clinofolds (backshore/foreshore plus shoreface) from the last 6 ka have the same shape and sand size of the modern nearshore zone of the Cassino coastal barrier. This fact had already been observed in studies by Dillenburg *et al.* (2004, 2009), Martinho *et al.* (2008, 2009), Lima *et al.* (2013), and Dillenburg & Barboza (2014) for many sites of the RS coast. Records of wave changes and climate found by Dillenburg *et al.* (2017) in the regressive barrier of Cassino in southern Brazil are here understood as cyclic and short-term events, acting during a long-term (6 ka) of relatively stable environmental conditions. Therefore, this suggests in a broader sense that there was little variation in the wind and wave

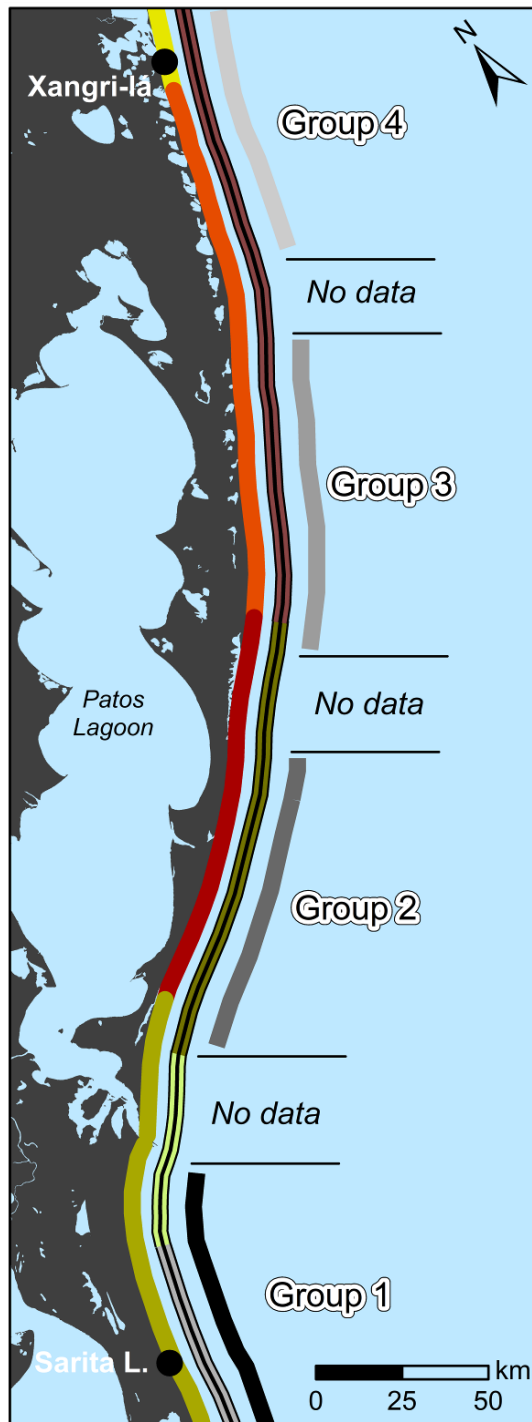
climate conditions, in sediment size, and morphological features during the mid- and late Holocene on the RS coast.

3.5.2. Hierarchical Cluster Analysis (HCA)

Among the clusters formed, Groups 1 and 4 corresponded to coastal barriers with a progradational behavior (Hesp *et al.*, 2005, 2007; Dillenburg *et al.*, 2006, 2009, 2017), while the others groups (2 and 3) were associated with barriers that showed a retrogradational/aggradational behavior (Dillenburg *et al.*, 2004, 2009; Travessas *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2008, 2009). It can be concluded that, as expected, the HCA grouping was strongly based on the spatial similarity of the surrounding characteristics. As shown in Figure 3.6, the sector of the coast between Xangri-lá and Sarita Lighthouse can be classified mainly into four distinct sectors (Groups 1, 2, 3, and 4).

Overall, there was good agreement between the groups presented here and previous studies. Dillenburg *et al.* (2000) divided the RS coast into five sectors based on the presence of reentrances or projections of the coast as shown in Figure 3.6. Groups 1 and 4 from this study were associated with reentrances, while Groups 2 and 3 were linked to coastal projections. Pereira *et al.* (2010) made a regional characterization of the RS shoreline by grouping beaches with similar morphodynamic behaviors, determining their heterogeneity and homogeneity in order to reduce the impacts of oil spill. Figure 3.6 shows the spatial extension of the groups comparing the classification presented here (Groups 1, 2, 3, and 4) with the classification made by Dillenburg *et al.* (2000) and by Pereira *et al.* (2010).

Regarding all three classifications, the presence of large-scale projections and reentrances seems to play a major role in forming the groups. The pre-transgressive surface (antecedent topography, at the time sea level was at -120/-130 m below the present level, at 18 ka) defined the general geographic position of the Holocene barrier (and of the shoreline) at the end of the Last Transgression, at 5.6 ka (Dillenburg *et al.*, 2000). In other words, the antecedent topography has conditioned the formation of a gently undulated coast in the form of projections and reentrances. Thus, orientation changes along those features and consequently is mainly a function of a geological control (antecedent topography).



Legend









Dillenburg <i>et al.</i> (2000)	Pereira <i>et al.</i> (2010)
 Sector 1	 Sector 3
 Sector 2	 Sector 4
 Sector 3	 Sector 5
 Sector 4	 Sector 6

Figure 3.6. Comparison between the groups from this study (HCA-based) and the sectors from Dillenburg *et al.* (2000) and Pereira *et al.* (2010). The classification made by Dillenburg *et al.* (2000) was based on the behavior of coastal barriers (large-scale and long-term), while Pereira's *et al.* (2010) classification embraced morphometric measurements and environmental parameters from the RS beaches.

3.5.3. Principal Component Analysis (PCA)

The first (PC_1) principal component together with the second (PC_2) explained at least 76.4% (and up to 96.7%) of the variation of all four groups (%VPC-accumulated from Table 3.2). Therefore, only the first two principal components were chosen for further analysis. All the parameters from this study's dataset (Table 3.1) can be then considered as factors that contribute to the current and past coastal behaviors. Hence, there is a complex relationship among the coastal stretches studied here since some parameters were more important than others.

The parameters contributing to PC_1 and PC_2 in all four groups, for both regressive (progradational) and transgressive (retrogradational) stratigraphies, were very diverse. However, the parameters describing shoreface geometry ($S\alpha$, X_s , and Y_s) were common to all four groups expressed in terms of PC_1 , being the most important parameters in the data variability. PCA showed, as expected, the great influence of wave characteristics in the overall coastal behavior (Table 3.3), which could be interpreted as the difference between the groups, making the extraction of important relationships among parameters possible.

As Table 3.3 shows, PC_1 revealed a direct relationship among parameters such as between (i) substrate slope and shoreface dimensions (Group 1 and 3), (ii) breaker wave height and shoreface slope (Group 2); and an inverse relationship between (iii) shoreline orientation and shoreface dimensions (Group 4). Notwithstanding, PC_1 showed an inverse relationship between (iv) dimensionless fall velocity and volume variation (Groups 1 and 4), and (v) beach width and backshore mobility (Group 2). The mean grain size was important in Group 1, where it was related to volume variation.

Aside from wave-related parameters, PC_2 incorporated parameters such as the mean grain size, beach slope, shoreline orientation, volume variation, backshore mobility, and foredune height in all four groups. The relationships between (i) backshore mobility and foredune height, and (ii) volume variation and mean grain size (both relationships shared by Group 4); and (iii) dimensionless fall velocity and foredune height (in Group 2) were identified. This component also revealed an inverse relationship between (iv) shoreline orientation and dimensionless fall velocity (Groups 2 and 3), and (v) shoreline orientation and beach slope (Group 1). Both PC_1 and PC_2 shared the dimensionless fall velocity, shoreline orientation, mean grain size, volume variation, and backshore mobility in common although with varying

levels of influence.

It was expected that Groups 1 and 4, both corresponding to the progradational barrier behavior, showed more similar PC_1+PC_2 correlations. However, as Dillenburg & Hesp (2009) pointed out, there are many differences in the physical characteristics associated with this type of coastal barriers (progradational).

Although both PC_1 and PC_2 were associated with nearly every parameter here studied, it seems that PC_1 primarily encompassed the parameters that controlled the barrier behavior at a long-term perspective in all four groups. This is because PC_1 showed higher correlation with the substrate slope and the parameters describing shoreface geometry ($S\alpha$, X_s , and Y_s). It has been commonly acknowledged that the substrate slope and shoreface characteristics, together with sea-level changes, are the primary control affecting the evolution of barriers, generating changes in the accommodation space (Roy *et al.*, 1994; Heap & Nichol, 1997; Peterson *et al.*, 2016). The role of framework geology on the evolution and behavior of barriers was recognized by many studies (e.g. Riggs *et al.*, 1995; Dillenburg *et al.*, 2000; Stolper *et al.*, 2005; Tortora *et al.*, 2009; Moore *et al.*, 2010; Billy *et al.*, 2018; Wernette *et al.*, 2018). Furthermore, several studies have demonstrated the specific role of shoreface morphology and slope in reducing the wave height and energy due to bottom friction (Niedoroda *et al.*, 1985; Zarillo & Liu, 1988; Stive & De Vriend, 1995; Ortiz & Ashton, 2016; Cowell & Kinsela, 2018). Thus, PC_1 could be a good indicative of the wave energy on the coast (in the long term) due to its correlation with the shoreface and substrate.

Guimarães *et al.* (2015) showed the influence of shoreface morphology on wave propagation during extreme events along the RS coast using the Simulating Waves Nearshore (SWAN) wave model. They concluded that the wave energy concentration and dissipation under heterogeneous shoreface slopes could be one of the main factors controlling the sediment budget on the coast. PC_1 from Groups 1, 2, and 3 had a strong relationship between wave height and the shoreface, meaning that higher waves lead to larger shoreface width (Table 3.3). However, PC_1 from Group 4 did not show the same direct relationship with wave height, probably because this group was sheltered regarding wave exposure (located in a coastal reentrance). Although the wave period determines the wave asymmetry and hence affects the shoreface geometry (Clifton, 2005; Ortiz & Ashton, 2016), this parameter was not significant in the present analysis (PC_1 for all groups).

The narrow shelf from the middle sector of the RS coast (Figure 3.1 and 3.2) allows a greater portion of wave energy to reach the shoreline if compared to the shelf further south (Cassino A, B, and C, and Sarita Lighthouse), which is shallower and smoother and hence dissipates more energy (wave attenuation) due to bottom friction (Short & Hesp 1982; Wright *et al.*, 1987; Swift & Thorne, 1991). From Table 3.1, it can be observed that the shoreface width and maximum water depth are a function of substrate slopes, which vary between locations (see Figure 3.2 and Table 3.3), and over the course of time (Wright & Short, 1984).

Basically, shorefaces with small dimensions were related to slightly gentler substrates (e.g. Cassino Barrier), which in turn have small wave heights. This relationship is clear in Groups 1 and 3 (Figure 3.2 and Table 3.3). However, Groups 2 and 4 did not show the same relationships. This may be related to steepening of the shoreface profile (Stive & De Vriend, 1995), which is constantly changing due to the accommodation space creation or removal. Aagaard *et al.* (2004) showed that the shoreface steepening is associated with onshore transport of sediment (onshore migrating bar). The shoreface steepening is attributed here to shoreline orientation and wave exposure, leading to an increase in wave energy in Group 2 and a decrease in wave energy in Group 4. However, the shoreface morphodynamics is poorly understood in the RS coast. It is important to mention that changes in the shoreface profile normally occur at slower rates than in the adjacent beach, in exposed barriers (Swift & Thorne, 1991).

The slow rates under which the shoreface profile changes have been also discussed by Kinsela *et al.* (2016) on their model of disequilibrium shoreface morphology. By studying the Holocene barrier system of Tuncurry (Australia), and discussing the source of sediments for barrier progradation, the authors came out with the conclusion that when the maximum sea-level of the last transgression was established, the shoreface morphology was not equilibrated with the new dynamic conditions. To establish equilibrium, a natural readjustment of the shoreface surfaces was necessary, which in turn implied their erosion and the onshore transport of sand. They stated that this process may persist at subtle rates on some Australian barriers.

The large-scale projections and reentrances of the RS shoreline contribute to the existence of gradients in wave height/energy along the coast due to waves approaching at different angles (Dillenburger *et al.*, 2000, 2009; Martinho *et al.*, 2009) (see Figure 3.2). Overall, this can be viewed as a relationship between the shoreline

orientation and shoreface dimensions (PC_1 from Group 4). However, shoreline orientation is more associated with PC_2 (Table 3.3). These projections and reentrances of the RS coast resemble the barrier behavior model presented by Carter *et al.* (1987), where sediment is supplied from the alongshore developing littoral cells. For Dillenburg *et al.* (2000, 2004, 2016) and Martinho *et al.* (2009), there is a very clear link between coastal morphology, wave energy gradients, and imbalances on the sand budget on the RS coast during the mid- and late Holocene. Wave action is crucial for the development of barriers, and wave energy gradients have a direct role on the coexistence of distinct barrier types (Dillenburg *et al.*, 2000; Martinho *et al.*, 2009).

In a more short-term perspective, the general pattern and magnitude of accretion and erosion for the RS coast have been published and discussed in several papers (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo *et al.*, 1993, 1999, 2006; Lima *et al.*, 2001; Calliari *et al.*, 2006; Speranski & Calliari, 2006; Nicolodi *et al.*, 2018). In these studies, erosional sections are often attributed to hotspots, which are influenced by wave energy gradients established along the coast as described by Dillenburg *et al.* (2005, 2009) (see Figure 3.2). These shifts could be expressed by the following relationships between dimensionless fall velocity and volume variation; dimensionless fall velocity and foredune height; beach width and backshore mobility; and backshore mobility and foredune height. These relationships are discussed below.

Backshore mobility is minimal in dissipative and reflective beaches, while intermediate ones show higher values (Hesp & Smyth, 2016). The backshore mobility was inversely correlated to beach width in Group 2 (PC_1) (Table 3.3). It means that the amount of volumetric change is large in beaches with small widths. Group 2 comprised retrogradational barriers that experienced high erosion rates, which can explain the relationship between beach width and backshore mobility. The backshore mobility was also correlated to foredune height (PC_2 from Group 4). This relationship represents that the greater the backshore mobility, the greater the beach morphological variability, and therefore leading to the development of higher foredunes (Psuty, 2008; Hesp & Smyth, 2016). Group 4 included a progradational barrier with a lower progradation rate than the one from the progradational barrier from Group 1, which implies that more time is available to establish this relationship with foredunes.

The dimensionless fall velocity was present in every group, taking both axes of the principal components (PC_1+PC_2) into account (Table 3.3). This parameter has been widely used as an indicator of beach type (Woodroffe, 2003). It is important to mention that Masselink & Pattiaratchi (2001) pointed out that this parameter does not always readily predict the beach type. The progradational barriers represented by Groups 1 and 4 showed an inverse relationship between dimensionless fall velocity and volume variation (PC_1). This relationship could be conditioned by seasonal beach variability (between the winter and summer beach profiles) as shown by Almeida *et al.* (2010). The dimensionless fall velocity was also correlated to the foredune height (PC_2 from Group 2), which means that the greater the variability in the beach type, the more developed the foredune becomes.

McLean and Kirk (1969) indicated that wave action has a primary control over mean grain size. In addition, these two parameters (wave action and sediment size) control the beach slope (Bascom, 1951). Nowadays, these are well-established conclusions (Madsen & Plant, 2001; Splinter *et al.*, 2013). The statistical analysis performed here also confirms the relationships among grain size, beach slope, and shoreline orientation (wave exposure).

Both PC_1 and PC_2 showed a complex interaction among beach morphodynamics, sedimentology, inherited geology, and geomorphological controls, driving coastal changes on the mid-RS coast. In summary, for each barrier type (groups), different parameters were identified as the most important ones according to PC_1 , which explained at least 55% of the total variation (Table 3.2). For the progradational barrier from Group 1, PCA (PC_1) indicated that the most relevant parameters were related to mean grain size, dimensionless fall velocity, volume variation, shoreface dimensions, and substrate slope. The other type of progradational barrier (Group 4) showed agreement with dimensionless fall velocity, volume variation, shoreline orientation, and shoreface dimension. The retrogradational barrier (Group 2) was associated with the beach width, backshore mobility, and shoreface slope. On the other hand, PCA indicated that the parameters that most strongly related to aggradational barriers (Group 3) were the shoreface dimension and substrate slope. In general, parameters describing shoreface geometry were common to all four groups. In a preliminary way, it is possible to assess the barrier behavior based on the relationships expressed by the first principal component (PC_1), which could be inferred from the shoreface dimension or

shoreface slope relationships. Furthermore, for progradational barriers (Groups 1 and 4), the PC_7 -correlated volume variation and dimensionless fall velocity (interpreted as being the morphodynamic beach type) suggested higher sediment availability. These relationships were absent in the retrogradational and aggradational barriers probably due to the lack of sediment.

In summary, the three types of barriers (progradational, retrogradational and aggradational) that coexist at the RS coast have in common an evolutionary history mainly controlled by shoreface dimension (including shoreface slope) and substrate slope (barrier substrate). These two drivers have strong positive correlation, and basically, they control the amount of wave energy reaching the beach, which is the fundamental driver that has produced the alongshore differentiation of the Holocene barrier of the CPRS into three basic types. The PCA analysis indicated that beach type and shoreline orientation (wave exposure) are secondary, but relevant factors as well in controlling the past and current evolutionary behavior of those barriers.

The methodology used in this study has the potential to differentiate coastal barriers and to evaluate the drivers of their development and behavior in areas poorly understood. This study was developed on an open ocean coast, in a very long barrier system (750 km long). Future studies on embayed barriers (few km long) should be performed aiming to test the use of these statistical methods on any coast showing coastal barriers.

3.6. Conclusions

In this study, multivariate statistical analysis (Hierarchical Cluster Analysis, HCA, and Principal Component Analysis, PCA) were applied to the dataset describing a series of Holocene barriers on the coast of the state of Rio Grande do Sul (RS), southern Brazil. Fourteen sites of the study area were categorized (using HCA) into four groups that shared similar characteristics. Groups 1 and 4 were associated with the coastal barriers that showed a progradational behavior, while the other groups (2 and 3) were correlated to barriers with retrogradational and aggradational behavior. HCA was very useful to define the boundaries between the different types of the Holocene barrier of RS. PCA showed the existence of variability within the groups and the link between several parameters that operate at the same or different spatial and temporal scales. Overall, PCA proved to be a useful method to identify the most important parameters for determining the barrier behavior

(Groups) and the relationships among the geological and oceanographic parameters.

Changes on shoreface dimensions and substrate slope are the most important drivers that have determined the differentiation of the Holocene barriers of RS in progradational, retrogradational and aggradational types. However, many processes and parameters affect the studied coast, often in ways that are not clearly understood yet. Further analyses investigating specific differences and their correlations with other study areas around the world may be a worthwhile field for future research. The knowledge on the behavior of a coastal barrier under a combination of controlling drivers operating in different time scales is crucial for future shoreline management.

Acknowledgements

We thank Carla Bonetti (UFSC) for the assistance with the multivariate statistical analysis. We also thank Pedro S. Pereira (UFSC) for sharing part of the data used in this paper. We wish to thank to the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the doctoral fellowship (V.J.B. Bitencourt) and for the research fellowship (S.R. Dillenburg).

References (Capítulo 3)

- AAGAARD, T.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; GREENWOOD, B. & NIELSEN, J. 2004. **Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution**. *Geomorphology* 60:205-224.
- ABDI, H. & WILLIAMS, L.J. 2010. **Principal component analysis**. *WIREs Computational Statistics* 2(4):433-459.
- ALBINO, J. & SUGUIO, K. 2010. **Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82(4):1031-1044.
- ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M. & SPAROVEK, G. 2013. **Köppen's climate classification map for Brazil**. *MeteorologischeZeitschrift* 22:711-728.
- ALMEIDA, L.P.; FERREIRA, Ó. & PACHECO, A. 2010. **Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height**. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(4):523-532.
- ANDRADE, M.M.; TOLDO, E.E. & NUNES, J.C.R. 2018. **Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil**. *Brazilian Journal of Oceanography* 66(3):245-254.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006. **A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline**. *Quaternary Science Reviews* 25(5-6):486-506.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2009. **The Holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, Southern Brazil**. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer, Berlin, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 135-176 p.
- ANTHONY, E.J. 2009. **Shore Processes and their Palaeoenvironmental Applications**. Elsevier Science, Amsterdam, *Developments in Marine Geology* 4, 519 p.
- ANTHONY, E.J. 2015. **Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review**. *Marine Geology* 361:53-78.
- BARLETTA, R.C. & CALLIARI, L.J. 2002. **Determinação da intensidade das tempestades que atuam no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 28(2):117-124.
- BASCOM, W.N. 1951. **The relationship between sand size and beach-face slope**. *Transactions, American Geophysical Union* 32(6):866-874.
- BELKNAP, D.F. & KRAFT, J.C. 1985. **Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems**. *Marine Geology* 63(1-4):235-262.
- BILLY, J.; ROBIN, N.; CERTAIN, R.; HEIN, C. & BERNÉ, S. 2013. **Barrier shoreline evolution constrained by shoreface sediment reservoir and substrate control: The Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic**. *Journal of Coastal Research* SI 65:2089-2094.
- BILLY, J.; ROBIN, N.; HEIN, C.; FITZGERALD, D. & CERTAIN, R. 2018. **Dominance of Inherited Geologic Framework on the Development of Coastal Barrier System**. 2018. *Journal of Coastal Research* SI 85:406-410.
- BIRKEMEIER, W.A. 1981. **Fast accurate two-person beach survey**. *Coastal Engineering Technical Aid* 81-11, US Army Engineering Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 1-22.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; MANZOLLI, R.P. & CARON, F. 2016. **Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 43(3):249-269.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; MANZOLLI, R.P. & CARON, F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Quaternary and Environmental Geosciences* 8(2):01-08.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; TANAJURA, C.A.S.; SILVA, I.R. & MARTIN, L. 2011. **A diachronic view of the net longshore sediment drift during the Late Holocene at**

- the Jequitinhonha River delta, Brazil, using numerical modeling.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83(4):1207-1219.
- BRANTLEY, S.T.; BISSETT, S.N.; YOUNG, D.R.; WOLNER, C.W.V. & MOORE, L.J. 2014. **Barrier Island Morphology and Sediment Characteristics Affect the Recovery of Dune Building Grasses following Storm-Induced Overwash.** *PLoS One* 9(8):e104747.
- BRENNER, O.T.; MOORE, L.J. & MURRAY, A.B. 2015. **The complex influences of back-barrier deposition, substrate slope and underlying stratigraphy in barrier island response to sea-level rise: Insights from the Virginia Barrier Islands, Mid-Atlantic Bight, U.S.A.** *Geomorphology* 246:334-350.
- BUONAIUTO, F.S.JR.; BOKUNIEWICZ, H.J. & FITZGERALD, D.M. 2008. **Principal Component Analysis of Morphology Change at a Tidal Inlet: Shinnecock Inlet, New York.** *Journal of Coastal Research* 24(4):867-875.
- BURVINGT, O.; MASSELINK, G.; RUSSEL, P. & SCOTT, T. 2017. **Classification of beach response to extreme storms.** *Geomorphology* 295:722-737.
- CALLIARI, L.J. & TOLDO, E.E. 2016. **Ocean Beaches of Rio Grande do Sul.** *In: Short, A.D. & Klein, A.H.F. (Eds.), Brazilian Beach Systems, Coastal Research Library 17, Springer, Cham, 507-541 p.*
- CALLIARI, L.J.; PEREIRA, P.S.; OLIVEIRA, A.O. & FIGUEIREDO, S.A. 2005. **Variabilidade das dunas frontais no litoral norte e médio do Rio Grande do Sul.** *GRAVEL (Porto Alegre)* 3:15-30.
- CALLIARI, L.J.; TOLDO, E.E. & NICOLODI, J.L. 2006. **Classificação geomorfológica.** *In: Muehe, D. (Ed.), Erosão e Progradação no Litoral Brasileiro – Rio Grande do Sul. MMA, Brasília, 438-445 p.*
- CARTER, R.W.G.; ORFORD, J.D.; FORBES, D.L. & TAYLOR, R.B. 1987. **Gravel Barriers, Headlands and Lagoons: An Evolutionary Model.** *Coastal Sediments '87, Proceedings, Specialty Conference On Advances in Understanding of Coastal Sediment Processes, 1776–1792 p.*
- CARTER, R.W.G.; FORBES, D.L.; JENNINGS, S.C.; ORFORD, J.D.; SHAW, J. & TAYLOR, R.B. 1989. **Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia.** *Marine Geology* 88(3–4):221-242.
- CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J. & DIAS, M.A.F.S. 2009. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo, Oficina de Textos, 464 p.
- CECÍLIO, R.O. & DILLENBURG, S.R. 2019. **An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time.** *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 88:101103.
- CHEN, Y.G. & LIU, T.K. 2000. **Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan.** *Quaternary Science Reviews* 19(9):923-930.
- CLIFTON, H.E. 2005. **Shoreface.** *In: Schwartz, M.L. (Ed.), Encyclopedia of Coastal Science, Springer, Dordrecht, 877-881 p.*
- COOPER, J.A.G.; GREEN, A.N. & LOUREIRO, C. 2018. **Geological constraints on mesoscale coastal barrier behavior.** *Global and Planetary Change* 168:15-34.
- CORBELLA, S. & STRETCH, D.D. 2012. **Predicting coastal erosion trends using non-stationary statistics and process-based models.** *Coastal Engineering* 70:40-49.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil.** *Marine Geology* 130(1–2):163-178.
- COSTAS, S.; FERREIRA, Ó.; PLOMARITIS, T.A. & LEORRI, E. 2016. **Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction.** *Scientific Reports* 6:38726.
- COWELL, P.J. & THOM, B.G. 1994. **Morphodynamics of coastal evolution.** *In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, Cambridge University Press, Cambridge, 33-86 p.*

- COWELL, P.J. & KINSELA, M.A. 2018. **Shoreface controls on barrier evolution and shoreline change**. In: Moore, L.J. & Murray, A.B. (Eds.), *Barrier dynamics and response to Climate Change*, Springer International Publishing, Cham, 243-276 p.
- COWELL, P.J.; ROY, P.S. & JONES, R.A. 1995. **Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model**. *Marine Geology* 126(1-4):45-61.
- COWELL, P.J.; STIVE, M.J.A.; NIEDORODA, A.W.; DE VRIEND, H.J.; SWIFT, D.J.P.; KAMINSKY, G.M. & CAPOBIANCO, M. 2003. **The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change**. *Journal of Coastal Research* 19(4):812-827.
- CUCHIARA, D.C.; FERNANDES, E.H.; STRAUCH, J.C.; WINTERWERP, J.C. & CALLIARI, L.J. 2009. **Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf**. *Continental Shelf Research* 29(3):545-555.
- DA MOTTA, L.M.; TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B. & NUNES, J.C. 2015. **Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil**. *Journal of Marine Research* 73(3-4):49-69.
- DEAN, R.G. 1973. **Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone**. *Conference On Engineering Dynamics In The Surf Zone*, 208-214.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Coastal barriers: an introduction**. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer, Berlin, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 1-15 p.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. **The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil**. *Geological Society London Special Publications* 388:333-352.
- DILLENBURG S.R.; ROY P.S.; COWELL P.J. & TOMAZELLI L.J. 2000. **Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM)**. *Journal of Coastal Research* 16(1):71-81.
- DILLENBURG, S.R.; ESTEVES, L.S. & TOMAZELLI, L.J. 2004. **A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76(3):611-623.
- DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A.; CECÍLIO, R.O. & MIOT DA SILVA, G. 2016. **Wave Energy as a Control on Dune Development on two Regressive Barriers in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 75:273-277.
- DILLENBURG, S.R.; MARTINHO, C.T.; TOMAZELLI, L.J.; DORNELES, L. & DA SILVA, D.B. 2005. **Gradientes de altura de ondas ao longo da costa do Rio Grande do Sul**. *Proceedings of the 10º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, extended abstract no 84, 6 p.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka**. *Marine Geology* 390:106-119.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P. & DA SILVA, D.B. 2006. **Stratigraphy and Evolution of a Prograded Transgressive Dunefield Barrier in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 39:132-135.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. **The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul**. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Springer, Berlin, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 53-91 p.
- DOLAN, R.; HAYDEN, B. & HAYWOOD, J. 1978. **A new photogrammetric method for determining shoreline erosion**. *Coastal Engineering* 2:21-39.
- DURÁN VINENT, O. & MOORE, L.J. 2014. **Barrier island bistability induced by biophysical interactions**. *Nature Climate Change* 5(2):158-162.
- EVERTS, C.H. 1978. **Geometry of profiles across inner continental shelves of the Atlantic and gulf coasts of the United States**. U.S. Army Corps of Engineers; Coastal Research Center, Fort Belvoir, 92 p.

- FELDHUSEN, P.H. & ALI, S.A. 1975. **Sedimentary facies of barataria bay, Louisiana determined by multivariate statistical techniques**. *Sedimentary Geology* 14(4):259-274.
- FITZPATRICK, C.E., 2017. **A variabilidade das dunas frontais no litoral sul do Rio Grande do Sul**. Universidade Federal do Rio Grande (Master thesis).
- FLOCKS, J.G.; KINDINGER, J.L. & KELSO, K.W. 2015. **Geologic control on the evolution of the inner shelf morphology offshore of the Mississippi barrier islands, northern Gulf of Mexico, USA**. *Continental Shelf Research* 101:59-70.
- FONTANA, E.L. 1990. **Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone de Rio Grande, Bacia de Pelotas – Brasil**. *Acta Geologica Leopoldensia* 13:161-170.
- FRENCH, J.; PAYO, A.; MURRAY, B.; ORFORD, J.; ELIOT, M. & COWELL, P. 2016. **Appropriate complexity for the prediction of coastal and estuarine geomorphic behaviour at decadal to centennial scales**. *Geomorphology* 256:3-16.
- GORNITZ, V.M.; DANIELS, R.C.; WHITE, T.W. & BIRDWELL, K.R. 1994. **The development of a coastal vulnerability assessment database: vulnerability to sea-level rise in the U.S. southeast**. *Journal of Coastal Research* SI 12:327-338.
- GRACIA, F.J.; ANFUSO, G.; BENAVENTE, J.; DEL RÍO, L.; DOMÍNGUEZ, L. & MARTÍNEZ, J.A. 2005. **Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: application to the Spanish Gulf of Cadiz Coast**. *Journal of Coastal Research* SI 49:22-27.
- GUIMARÃES, P.V.; FARINA, L. & TOLDO, E.E. 2014. **Analysis of extreme wave events on the southern coast of Brazil**. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14:3195-3205.
- GUIMARÃES, P.V.; FARINA, L.; TOLDO, E.E.; DIAZ-HERNANDEZ, G. & AKHMATSKAYA, E. 2015. **Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí Beach, Rio Grande do Sul, Brazil**. *Coastal Engineering* 95:171-180.
- GULEV, S.K. & HASSE, L. 1998. **North Atlantic wind waves and wind stress from voluntary observing data**. *Journal of Physical Oceanography* 28:1107-1130.
- GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T. & GOMES, J. 1998. **Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events**. *Journal of Climate* 11:2863-2880.
- HARLEY, M.D.; TURNER, I.L.; SHORT, A.D. & RANASINGHE, R. 2011. **A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia**. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 116(F4):F04033.
- HEAP, A.D. & NICHOL, S.L. 1997. **The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand**. *Marine Geology* 144(1-3):229-252.
- HESP, P.A. 1983. **Morphodynamics of Incipient Foredunes in New South Wales, Australia**. *Developments in Sedimentology* 38:325-342.
- HESP, P.A. 2016. **Coastal Barriers**. In: Kennish, M.J. (Ed.), *Encyclopedia of Estuaries*, Springer, Dordrecht, *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 128-130 p.
- HESP, P.A. & SHORT, A.D. 1999. **Barrier morphodynamics**. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley, London, 307-333 p.
- HESP, P.A. & SMYTH, T.A.G. 2016. **Surfzone-Beach-Dune interactions: Flow and Sediment Transport across the Intertidal Beach and Backshore**. *Journal of Coastal Research* SI 75:8-12.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP ZOUAIN, R.N. 2007. **Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change**. *Earth Surface Processes and Landforms* 32(3):407-414.
- 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.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**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 77(3):493-508.

- HOUSER, C.; HAPKE, C. & HAMILTON, S. 2008. **Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms**. *Geomorphology* 100(3–4):223-240.
- JAIN, A.K. & DUBES, R.C. 1988. **Algorithms for Clustering Data**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 304 p.
- JAIN, A.K.; MURTY, M.N. & FLYNN, P.J. 1999. **Data clustering: a review**. *ACM Computing Surveys (CSUR)* 31(3):264-323.
- JOLLIFFE, I.T. & CADIMA, J. 2016. **Principal component analysis: a review and recent developments**. *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences* 374:20150202.
- KAUFMAN, L. & ROUSSEEUW, P.J. 2005. **Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis**. John Wiley, Hoboken, 342 p.
- KEIJERS, J.G.S.; POORTINGA, A.; RIKSEN, M.J.P.M. & MAROULIS, J. 2014. **Spatio-Temporal Variability in Accretion and Erosion of Coastal Foredunes in the Netherlands: Regional Climate and Local Topography**. *PLoS ONE* 9(3):e91115.
- KINSELA, M.A.; DALEY, M.J.A. & COWELL, P.J. 2016. **Origins of Holocene coastal strandplains in Southeast Australia: Shoreface sand supply driven by disequilibrium morphology**. *Marine Geology* 374:14-30.
- KRAUS, N.C.; LARSON, M. & KRIEBEL, D.L. 1991. **Evaluation of beach erosion and accretion predictors**. *Proceedings of Coastal Sediments '91, American Society of Civil Engineers, Seattle*, 572-587 p.
- KRZANOWSKI, W.J. 1979. **Between-Groups Comparison of Principal Components**. *Journal of the American Statistical Association* 74(367):703-707.
- LIMA, S.F.; ALMEIDA, L.E.S.B. & TOLDO, E.E. 2001. **Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul**. *Pesquisas em Geociências* 28(2):99-107.
- LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; DEHNHARDT, B.A. & CARON, F. 2013. **Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences* 42:27-38.
- MACHADO, A.A.; CALLIARI, L.J.; MELO, E. & KLEIN, A.H.F. 2010. **Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes**. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences* 5(2):277-286.
- MADSEN, A.J. & PLANT, N.G. 2001. **Intertidal beach slope predictions compared to field data**. *Marine Geology* 173(1–4):121-139.
- MARENGO, J.A. & CAMARGO, C.C. 2008. **Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002**. *International Journal of Climatology* 28:893-904.
- MARTÍNEZ, L.O.; GONZÁLEZ, J.; PILKEY, O. & NEAL, W.J. 2000. **Barrier island evolution on the subsiding central Pacific Coast, Colombia, S.A**. *Journal of Coastal Research* 16(3):663-674.
- 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**. *Marine Geology* 256(1–4):49-64.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil**. *Journal of Coastal Research* 25:285-293.
- MASSELINK, G. & SHORT, A.D. 1993. **The Effect Of Tide Range On Beach Morphodynamics And Morphology: A Conceptual Beach Model**. *Journal of Coastal Research* 9(3):785-800.
- MASSELINK, G. & PATTIARATCHI, C.B. 2001. **Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia**. *Marine Geology* 172(3–4):243-263.
- MASSELINK, G. & VAN HETEREN, S. 2014. **Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms**. *Marine Geology* 352:321-347.

- MCLEAN, R.F. & KIRK, R.M. 1969. **Relationship between grain size, size-sorting and foreshore slope on mixed sand-shingle beaches.** *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 12(1):138-155.
- MOORE, L.J.; LIST, J.H.; WILLIAMS, S.J. & STOLPER, D. 2010. **Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks.** *Journal of Geophysical Research Earth Surface* 115(F3):1-27.
- MORTON, R.A.; PAINE, J.G. & BLUM, M.D. 2000. **Responses of Stable Bay-Margin and Barrier-Island Systems to Holocene Sea-Level Highstands, Western Gulf of Mexico.** *Journal of Sedimentary Research* 70(3):478-490.
- MOTTA, V.F. 1969. **Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande.** Porto Alegre, Report of the Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, 144 p.
- MURRAY, A.B. & MOORE L.J. 2018. **Geometric Constraints on Long-Term Barrier Migration: From Simple to Surprising.** *In: Moore, L.J. & Murray, A.B. (Eds.), Barrier dynamics and response to Climate Change, Springer International Publishing, Cham, 211-241 p.*
- NICOLODI, J.L.; CALLIARI, L.J.; TOLDO, E.E.; FIGUEIREDO, S.A. & MACHADO, V.C. 2018. **Rio Grande do Sul.** *In: Muehe, D. (Ed.), Panorama da Erosão Costeira no Brasil, MMA, Brasília, 690-760 p.*
- NIEDORODA, A.; SWIFT, D.J.P. & HOPKINS, T.S. 1985. **The Shoreface.** *In: Davis, R.A.Jr. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments, Springer-Verlag, Berlin, 533-624 p.*
- OLIVER, T.S.N.; TAMURA, T.; HUDSON, J.P. & WOODROFFE, C.D. 2017. **Integrating millennial and interdecadal shoreline changes: Morpho-sedimentary investigation of two prograded barriers in southeastern Australia.** *Geomorphology* 288:129-147.
- ORTIZ, A.L. & ASHTON, A.D. 2016. **Exploring shoreface dynamics and a mechanistic explanation for a morphodynamic depth of closure.** *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 121:442-464.
- PARISE, C.K.; CALLIARI, L.J. & KRUSCHE, N. 2009. **Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion.** *Brazilian Journal of Oceanography* 57(3):175-188.
- PEEL, M.C.; FINLAYSON, B.L. & MCMAHON, T.A. 2007. **Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification.** *Hydrology and Earth System Sciences* 11:1633-1644.
- PENDLETON, E.A.; THIELER, E.R. & WILLIAMS, S.J. 2010. **Importance of Coastal Change Variables in Determining Vulnerability to Sea- and Lake-Level Change.** *Journal of Coastal Research* 26(1):176-183.
- PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J. & BARLETTA, R.C. 2010. **Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach.** *Continental Shelf Research* 30(3-4):270-280.
- PETERSON, C.H. & BISHOP, M.J. 2005. **Assessing the Environmental Impacts of Beach Nourishment.** *BioScience* 55(10):887-896.
- PETERSON, C.D.; TWICHELL, D.C.; ROBERTS, M.C.; VANDERBURGH, S. & HOSTETLE, S.W. 2016. **Accommodation space in a high-wave-energy inner-shelf during the Holocene marine transgression: Correlation of onshore and offshore inner-shelf deposits (0–12 ka) in the Columbia River littoral cell system, Washington and Oregon, USA.** *Marine Geology* 379:140-156.
- PSUTY, N.P. 2008. **The Coastal Foredune: A Morphological Basis for Regional Coastal Dune Development.** *In: Martínez M.L. & Psuty N.P. (Eds.), Coastal Dunes, Ecological Studies 171, Springer, Berlin, Heidelberg, 11-27 p.*
- RIGGS, S.R.; CLEARY, W.J. & SNYDER, S.W. 1995. **Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics.** *Marine Geology* 126(1-4):213-234.
- RODRIGUES, M.A.; FRANCO, D. & SUGAHARA, S. 2004. **Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina.** *Revista Brasileira de Geofísica* 22(2):135-151.
- ROMEU, M.A.R.; FONTOURA, J.A. & MELO, E. 2015. **Typical Scenarios of Wave Regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** *Journal of Coastal Research* 299(1):61-68.

- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2017. **High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall.** *Brazilian Journal of Geology* 47(2):183-207.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A. & THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts.** *In:* Carter, R.W.C. & Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal evolution - Late Quaternary Morphodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 121-186 p.
- RUESSINK, B.G.; VAN ENCKEVORT, I.M.J. & KURIYAMA, Y. 2004. **Non-linear principal component analysis of nearshore bathymetry.** *Marine Geology* 203(1-2):185-197.
- RUGGIERO, P.; KAMINSKY, G.M.; GELFENBAUM, G. & COHN, N. 2016. **Morphodynamics of prograding beaches: A synthesis of seasonal- to century-scale observations of the Columbia River littoral cell.** *Marine Geology* 376:52-58.
- SÁ-PIRES, C.; TABORDA, R.; FERREIRA, Ó. & DIAS, J.A. 2006. **Beach Volume Changes: Vertical Datum Definition.** *Journal of Coastal Research* SI 39:341-344.
- SABATIER, F.; ANTHONY, E.J.; HÉQUETTE, A.; SUANEZ, S.; MUSEREAU, J.; RUZ, M-H. & REGNAULD, H. 2009. **Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France.** *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 15(1):3-22.
- SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E. & VIANA, D.R. 2018. **Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes.** *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 23:1-10.
- SCHWARZER, K.; DIESING, M.; LARSON, M.; NIEDERMEYER, R.-O.; SCHUMACHER, W. & FURMANCZYK, K. 2003. **Shoreline evolution at different time scales – examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea.** *Marine Geology* 194(1-2):79-101.
- SHORT, A.D. 1980. **Beach Response to Variations in Breaker Height.** 17th International Conference on Coastal Engineering, Sydney, 1016-1035 p.
- SHORT, A.D. & HESP, P.A. 1982. **Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia.** *Marine Geology* 48(3-4):259-284.
- SILVA, F.G.; WIJNBERG, K.M.; GROOT, A.V. & HULSCHER, S.J.M.H. 2019. **The effects of beach width variability on coastal dune development at decadal scales.** *Geomorphology* 329:58-69.
- SOOMERE, T. 2016. **Extremes and Decadal Variations in the Baltic Sea Wave Conditions.** *In:* Pelinovsky E. & Kharif C. (Eds.), *Extreme Ocean Waves*, Springer, Cham, 107-140 p.
- SPERANSKI, N.S. & CALLIARI, L.J. 2006. **Padrões de refração de ondas para a costa do Rio Grande do Sul e sua relação com a erosão costeira.** *In:* Muehe, D. (Ed.), *Erosão e progradação do litoral brasileiro – Rio Grande do Sul*. MMA, Brasília, 446-454 p.
- SPLINTER, K.D.; TURNER, I.L. & DAVIDSON, M.A. 2013. **How much data is enough? The importance of morphological sampling interval and duration for calibration of empirical shoreline models.** *Coastal Engineering* 77:14-27.
- STICA, J.M.; ZALÁN, P.V. & FERRARI, A.L. 2014. **The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic.** *Marine and Petroleum Geology* 50:1-21.
- STIVE, M.J.F. & DE VRIEND, H.F. 1995. **Modelling shoreface profile evolution.** *Marine Geology* 126(1-4):235-248.
- STOLPER, D.; LIST, J.H. & THIELER, R. 2005. **Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behavior model (GEOMBEST).** *Marine Geology* 218(1-4):17-36.
- STORMS, J.E.A.; WELTJE, G.J.; VAN DIJKE, J.J.; GEEL, C.R. & KROONENBERG, S.B. 2002. **Process-Response Modeling of Wave-Dominated Coastal Systems: Simulating Evolution and Stratigraphy on Geological Timescales.** *Journal of Sedimentary Research* 72(2):226-239.
- SWIFT D.J.P. & THORNE J.A. 1991. **Sedimentation on continental margins, I: a general model for continental shelf sedimentation.** *In:* Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman R.W. & Thorne,

- J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 3-31 p.
- THIELER, E.R. & HAMMAR-KLOSE, E.S. 1999. **National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise, U.S. Atlantic Coast**. U.S. Geological Survey Open-File Report, 1 sheet, 99–593 p.
- TIMMONS, E.A.; RODRIGUEZ, A.B.; MATTHEUS, C.R. & DEWITT, R. 2010. **Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA**. *Marine Geology* 278(1–4):100-114.
- TOLDO E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; NICOLODI, J.L. & MARTINS, L.R., 2006. **Rio Grande do Sul - Erosão e acresção da zona costeira**. In: Muehe, D. (Ed.), *Erosão e progradação do litoral brasileiro – Rio Grande do Sul*. MMA, Brasília, 468-475 p.
- TOLDO, E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.B.; MARTINS, R.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993. **Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):27-32.
- TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; BARROS, C.E.; BAITELLI, R.; MARTINS, L.R.S. & NICOLODI, J.L. 1999. **Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil**. In: Martins, L.R. & Santana, C.I. (Eds.), *Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin*, UNESCO, Porto Alegre, 62-68 p.
- TOMAZELLI, L.J., 1993. **O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):18-26.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. **Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 19(1):3-12.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2007. **Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil**. *Marine Geology* 244(1–4):33-45.
- TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. & VILLWOCK, J.A. 2000. **Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil**. *Brazilian Journal of Geology* 30(3):474-476.
- TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. & VILLWOCK, J.A. 2006. **Geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 39:275-278.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; DILLENBURG, S.R.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1998. **Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, southern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70:221–229.
- TORTORA, P.; COWELL, P.J. & ADLAM, K. 2009. **Transgressive coastal systems (1st part): barrier migration processes and geometric principles**. *Journal of Mediterranean Earth Sciences* 1:1-13.
- TRAVESSAS, F.A.; DILLENBURG, S.R. & CLEROT, L.C.P. 2005. **Estratigrafia E Evolução Da Barreira Holocênica Do Rio Grande Do Sul No Trecho Tramandaí-Cidreira**. *Boletim Paranaense de Geociências* 57:57-73.
- WALTERS, D.; DURÁN VINENT, O.; MOORE, L.J.; FAGHERAZZI, S. & MARIOTTI, G. 2014. **Interactions between barrier islands and backbarrier marshes affect island system response to sea level rise: Insights from a coupled model**. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119(9):2013-2031.
- WERNETTE, P.; HOUSER, C.; WEYMER, B.; EVERETT, M.; BISHOP, M. & REECE, B. 2018. **Influence of a spatially complex framework geology on barrier island geomorphology**. *Marine Geology* 398:151-162.
- WOLINSKY, M.A. 2009. **A unifying framework for shoreline migration: 1. Multiscale shoreline evolution on sedimentary coasts**. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 114(F1): F01008.
- WOODROFFE, C.D. 2003. **Coasts: Form, process and evolution**. Cambridge, Cambridge University Press, 623 p.
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. 1984. **Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis**. *Marine Geology* 56(1–4):93-118.

- WRIGHT, L.D.; KIM, C.S.; HARDAWAY, C.S.; KIMBALL, S.M. & GREEN, M.O. 1987. **Shoreface and Beach Dynamics of the Coastal Region From Cape Henry to False Cape, Virginia**. Virginia Institute of Marine Science School of Marine Science College of William and Mary Gloucester Point, 115 p.
- ZARILLO, G.A. & LIU, J.T. 1988. **Resolving Bathymetric Components of the Upper Shoreface on a Wave-Dominated Coast**. *Marine Geology* 82(3–4):169-186.

CAPÍTULO 4

4. Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul

Volney Junior Borges de Bitencourt; Sergio Rebello Dillenburg; Eduardo Guimarães Barboza; Maria Luiza Correa da Camara Rosa & Rogerio Portantiolo Manzolli

Abstract

In this work, for the first time the Holocene barrier of Rio Grande do Sul (RS) in its middle coast was investigated in detail. Despite being based on indirect (Georadar) and morphological data, important discoveries were made. The Holocene barrier, in the studied stretch, corresponds to the most expressive (but mild) coastal projection of the RS coast. In its southern portion, located between Estreito and Mostardas, the barrier has shown a well-known evolutionary behavior, predominantly retrogradational in the last millennia (approximately from 6 ka to the present), determined by a negative sediment balance. Its northern portion showed the same behavior at the same time interval. However, it differed from the southern portion by an evolutionary change that is tentatively situated as occurred some centuries ago, or even a few millennia. This change, occurring in controlling factors of the coastal sediment balance, changed the balance that was negative during most of the barrier development to a positive balance, with consequent change from a retrogradational to progradational pattern. This change to a progradational pattern increased in size (length of the progradational record) from Mostardas to Bacupari. It is possible to predict an evolutionary continuity of these two portions of the study area, following the evolution in geological scale that occurred in the last centuries and millennia, and thus contribute to the coastal management of the middle coast of RS.

Key-words: Georadar (GPR); Coastal Evolution; Sediment Budget; Sand Beach

Resumo

Neste trabalho, investigou-se com detalhe, pela primeira vez, a barreira holocênica do Rio Grande do Sul (RS) em seu litoral médio. Apesar de estar baseado em dados indiretos (Georadar) e morfológicos, importantes descobertas foram feitas. A barreira holocênica, no trecho estudado, corresponde a mais expressiva (porém suave) projeção costeira da costa do RS. Em sua porção sul, situada entre Estreito e Mostardas a barreira mostrou um comportamento evolutivo, já conhecido,

dominantemente retrogradacional nos últimos milênios (aproximadamente desde 6 ka até o presente), determinado por um balanço negativo de sedimentos. Sua porção norte apresentou o mesmo comportamento, no mesmo intervalo de tempo. Porém, diferenciou-se da porção sul por uma mudança evolutiva que tentativamente é situada como ocorrente há alguns séculos, ou mesmo poucos milênios. Esta mudança, ocorrente em fatores controladores do balanço de sedimentos costeiros, alterou o balanço que foi negativo durante a maior parte de desenvolvimento da barreira, para um balanço positivo, com consequente alteração de um padrão retrogradacional para progradacional. Esta alteração para um padrão progradacional mostrou-se crescente em dimensão (extensão do registro progradacional), de Mostardas a Bacupari. É possível prever uma continuidade evolutiva destas duas porções da área de estudo, seguindo a evolução em escala geológica ocorrida nestes últimos séculos e milênios, e assim contribuir na gestão costeira do litoral médio do RS.

Palavras-chave: Georadar (GPR); Evolução Costeira; Balanço Sedimentar; Praia Arenosa

4.1. Introdução

Grande parte das costas arenosas do mundo encontram-se em uma fase de transgressão ou erosão, na qual o volume de sedimentos aportado é insuficiente para manter um perfil de equilíbrio (Bird, 1985; Galgano *et al.*, 1998; Leatherman *et al.*, 2000; Clifton, 2005; Luijendijk *et al.*, 2018; Athanasiou *et al.*, 2019). A erosão costeira no litoral do Rio Grande do Sul (RS) é um tema frequente (*i.e.* Esteves *et al.*, 2002; Dillenburg *et al.*, 2004a; Toldo *et al.*, 2005; Portz *et al.*, 2010; Albuquerque *et al.*, 2013). Dados recentes sugerem que 45% da linha de costa do RS encontra-se em erosão moderada e cerca de 4% em erosão acentuada (Nicolodi *et al.*, 2018).

O entendimento dos fatores de controle do suprimento de sedimento, da morfologia costeira e da dinâmica da barreira em longo prazo é fundamental para o manejo costeiro (Oost *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2014; Leal *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2019). Estudos de longo prazo e larga escala parecem ter pouco aproveitamento para a sociedade, devido a curta escala de vida dos seres humanos; contudo, cada vez mais se busca a integração de escalas espaciais e temporais distintas para a predição e o melhor entendimento do ambiente costeiro, utilizando análises

geomorfológicas e estratigráficas de longo período (Gallop *et al.*, 2015; Martins *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019). Entretanto, análises isoladas do deslocamento da linha de costa podem ser resultantes de uma variabilidade natural inter-decadal (Crowell *et al.*, 1993; Stive *et al.*, 2002), não refletindo a característica da zona costeira em maior escala temporal. Assim, a história evolutiva dos sistemas costeiros pode ser elucidada através da análise morfológica e da interpretação do padrão de empilhamento das fácies sedimentares que compõem o registro estratigráfico em subsuperfície.

O padrão de empilhamento das fácies produz três tipos principais de comportamento de barreiras: progradacional, agradacional e retrogradacional (Galloway & Hobday, 1983; Boyd *et al.*, 1992; Roy *et al.*, 1994; Hesp & Short, 1999; Dillenburg & Hesp, 2009). Os termos estratigrafia regressiva, estacionária e transgressiva também são empregados para classificar o estilo/comportamento das barreiras (Kraft, 1982; FitzGerald & Buynevich, 2009; Fruergaard *et al.*, 2015). Esses comportamentos são resultantes da relação da taxa de suprimento de sedimentos *versus* taxa de criação do espaço de acomodação em um período de tempo específico (Galloway & Hobday, 1983; Posamentier *et al.*, 1988; Flemming, 2002; Catuneanu, 2006).

Estudos estratigráficos precursores baseavam-se essencialmente em registros pontuais de furos de sondagens (Curray, 1964; Hoyt, 1967; Swift, 1968; Otvos, 1970; Dillenburg, 1996; Lorscheitter & Dillenburg, 1998; Dillenburg *et al.*, 2004b). Entretanto, nas últimas décadas, o Georadar (GPR – *Ground-Penetrating Radar*) se tornou um dos principais métodos de investigação de ambientes sedimentares costeiros (Leatherman, 1987; Daniels, 1996; Jol *et al.*, 1996; Neal, 2004; Annan, 2009). Dentre diversas finalidades de uso, o Georadar permite caracterizar a arquitetura deposicional e a geometria dos depósitos sedimentares (Bristow & Jol, 2003; Buynevich *et al.*, 2009).

Estudos realizados por Barboza *et al.* (2009b, 2011, 2013, 2014, 2018) utilizaram o Georadar para avaliar os registros em subsuperfície de trechos da barreira holocênica ao longo da Bacia de Pelotas e caracterizar seu padrão de empilhamento; Dillenburg *et al.* (2011) compararam radarfácies de Georadar com fácies de testemunhos sedimentares para determinar os limites entre diferentes depósitos costeiros; Lima *et al.* (2013) aplicaram o Georadar para desenvolver o modelo evolutivo da barreira holocênica no sul do RS (Hermenegildo); Barboza *et al.*

(2014), Biancini da Silva *et al.* (2014), Dillenburg *et al.* (2014) e Leal *et al.* (2016) analisaram registros de paleocanais fluviais na região sul de Santa Catarina (SC); Rosa *et al.* (2017) utilizaram o Georadar para analisar as escalas espaciais e temporais dos depósitos quaternários e propor um arcabouço estratigráfico hierarquizado para a Bacia de Pelotas; Bitencourt *et al.* (2016), Dillenburg *et al.* (2017) e Manzolli *et al.* (2018) utilizaram o Georadar para inferir o arcabouço sedimentar e o padrão de truncamentos de cordões litorâneos regressivos; Barboza *et al.* (2018) apresentam a relação diácrona entre o máximo transgressivo e o máximo eustático do nível do mar no Holoceno. Recentemente, Leandro *et al.* (2019) integraram dados de sondagens com análise de traço de Georadar para determinar o contato entre depósitos de ambientes deposicionais costeiros.

A barreira holocênica no RS tem sido interpretada como uma barreira regressiva ao longo de embaiamentos (reentrâncias) costeiras e como uma barreira transgressiva ao longo das suaves projeções costeiras que caracterizam a fisiografia da costa do RS (Figura 4.1) (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg & Barboza, 2014). Todavia, em um extenso trecho do litoral médio do RS (200 km), situado entre as localidades de Estreito e Bacupari (Figuras 4.1 e 4.2), correspondendo a mais expressiva projeção costeira do estado, a interpretação do caráter transgressivo (ou retrogradacional) está fundamentada nas características morfológicas do terreno e na exposição de lamas e turfas lagunares na zona de estirâncio e pós-praia (*foreshore* e *backshore*). Boa parte deste trecho costeiro (Estreito – Bacupari) é de difícil acesso para a realização de sondagens de grande penetração, em razão da ocorrência de um grande campo de dunas situado principalmente entre Mostardas e Bacupari. Uma campanha de levantamentos de dados geofísicos por Georadar foi realizada com o objetivo de estabelecer a estratigrafia deste trecho da barreira holocênica, correspondente aos primeiros 500 m a contar da linha de costa. Entendendo esta dimensão como aquela extensão da barreira resultante de sua evolução aproximadamente nos últimos 500 a 1000 anos. Esta dimensão temporal, ainda inclusa em uma escala de tempo geológica, tem importante aplicação na análise preditiva de potenciais cenários evolutivos, contribuindo com informações para a Gestão Costeira.

4.2. Área de Estudo

4.2.1. Geologia/Geomorfologia

A área de estudo integra a margem continental sul-brasileira, uma margem do tipo-*rift*, formada pelo rompimento do supercontinente de Gondwana (separação da América do Sul e da África) responsável pelo desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, no Cretáceo Inferior (Stica *et al.*, 2014; Dillenburg *et al.*, 2017). Esta margem continental integra a Bacia de Pelotas, uma bacia marginal limitada pelas terras altas no sentido do continente, formada por rochas Pré-cambrianas e Paleozoicas, e longitudinalmente limitada por altos estruturais representados pelo Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) e La Coronilla (Uruguai) (Figura 4.1). A plataforma continental do Rio Grande do Sul é relativamente larga (>100 km), rasa (<150 m) e com uma declividade que varia entre 0,03° e 0,08° (Dillenburg *et al.*, 2000). É uma plataforma dominada pelo espaço de acomodação conforme a classificação de Swift & Thorne (1991), ou seja, não recebe aporte arenoso moderno considerável (Tomazelli & Villwock, 1992).

A porção emersa da Bacia de Pelotas, principalmente a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), registra contínuos ciclos glacio-eustáticos do Nível Relativo do Mar (NRM) no Quaternário (Tomazelli & Villwock, 1992; Corrêa, 1996). Dois sistemas deposicionais principais podem ser diferenciados: os sistemas de leques aluviais no limite oeste da planície e a sucessão de quatro sistemas do tipo laguna-barreira (I, II e III – pleistocênicas e IV – holocênica) que se desenvolvem até a linha de costa oceânica (Villwock *et al.*, 1986). Na barreira holocênica, coexistem trechos com diferentes comportamentos: progradacional (regressivo) nos embaiamentos e retrogradacional (transgressivo)/agradacional (estacionário) nas projeções (Dillenburg *et al.*, 2000, 2009; Dillenburg, 2012). Nos setores retrogradacionais é comum o afloramento de depósitos de fundo lagunar holocênicos, no estirâncio e pós-praia (Dillenburg *et al.*, 2004b, 2009). Bancos de arenito de praia (*beachrocks*) pleistocênicos ocorrem na antepraia e plataforma continental interna do RS, e chegam a aflorar na face da praia no Farol da Conceição (Buchmann e Tomazelli, 2003).

A origem, evolução e o posicionamento geográfico atual da barreira holocênica remete ao final do Último Máximo Glacial (UMG), há cerca de 18 ka, quando teve início a Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP), com o NRM subindo mais de 120 m (Corrêa, 1996; Dillenburg *et al.*, 2000; Weschenfelder *et al.*, 2014). À

época, o NRM em elevação reciclou depósitos de uma antiga planície costeira (atual plataforma continental). O nível do mar subiu de aproximadamente 18 até 5,6 ka, com taxas entre 0,6 a 1,9 cm/ano, e atingiu de 1 a 3 m acima do nível atual, seguido por uma suave queda até o nível moderno (Barboza & Tomazelli, 2003; Dillenburg *et al.*, 2009, 2017).

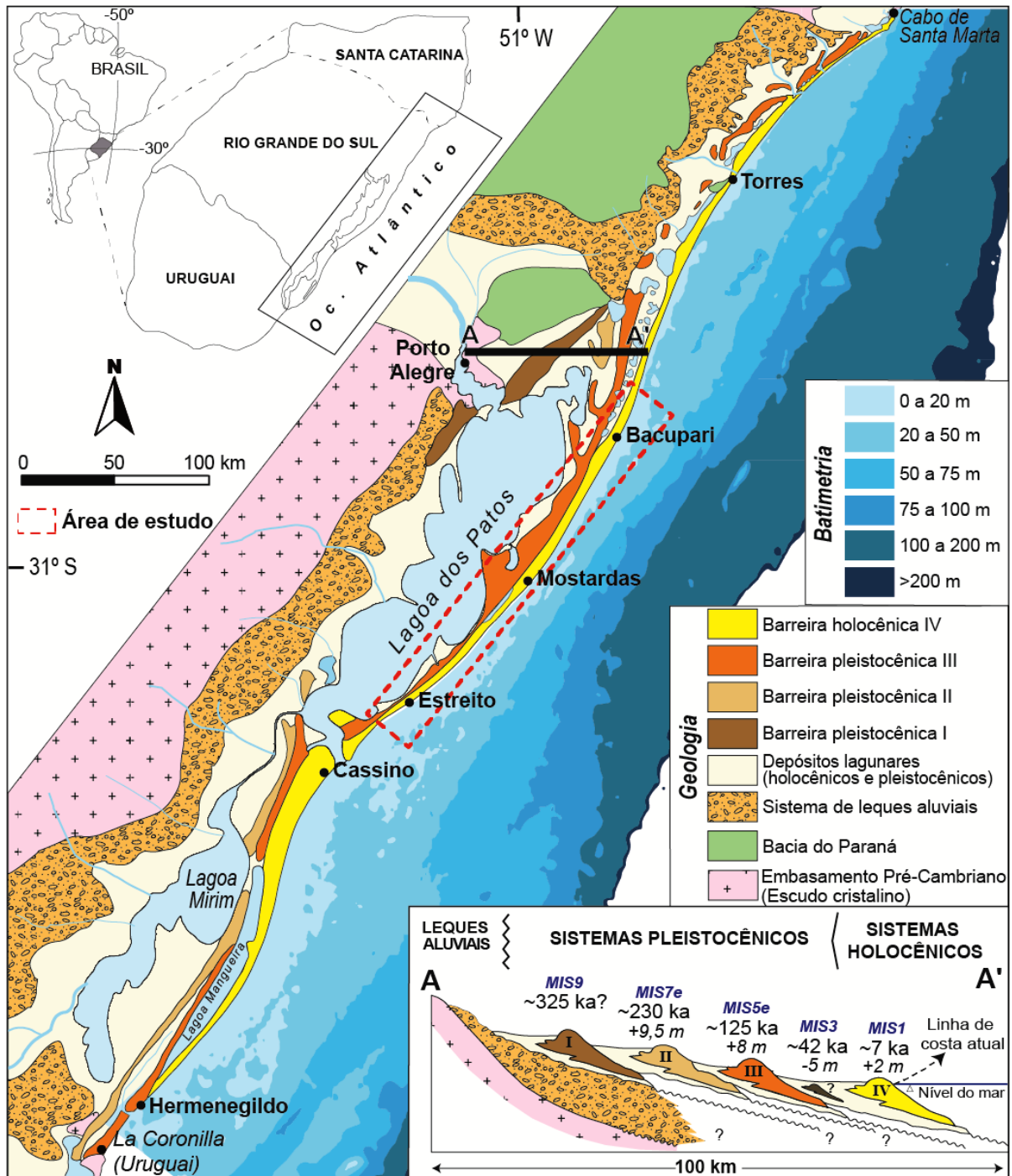


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da porção emersa da Bacia de Pelotas. A barreira costeira holocênica contínua e cronocorrelata se estende longitudinalmente entre o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) e La Coronilla (Uruguai). O perfil transversal A–A' corresponde à seção geológica esquemática apresentada na porção inferior da figura. O retângulo tracejado em vermelho demarca a área de estudo, que pode ser visualizada em detalhe na Figura 5.2. (Modificado de Dillenburg & Barboza, 2014; Rosa *et al.*, 2017).

De acordo com Rosa *et al.* (2011, 2017), os sistemas laguna-barreira da PCRS correspondem a um conjunto de sequências com empilhamento degradacional que prograda em direção ao depocentro da bacia, representando parte do trato de sistemas regressivo/nível em queda de uma sequência de maior ordem (~500 ka).

Conforme Fernandez *et al.* (2019), em termos geomorfológicos, essa porção emersa da Bacia de Pelotas é caracterizada por uma planície costeira quaternária formada por barreiras costeiras e lagoas/lagunas, recobertas por vegetação de restinga sob condições de clima temperado.

As praias oceânicas abertas do RS são compostas por areias quartzosas finas e bem selecionadas (areias policíclicas) e possuem comportamento morfodinâmico que varia entre estágios dissipativo a intermediário (Calliari & Toldo, 2016). Depósitos eólicos expressivos são frequentes ao longo da costa, em particular na área de estudo do presente trabalho. Alguns setores exibem dunas frontais contínuas e grandes depósitos eólicos transgressivos (Tomazelli, 1993; Hesp *et al.*, 2007; Martinho *et al.*, 2008, 2010; Rockett *et al.*, 2017; Puhl & Dillenburg, 2018).

4.2.2. Aspectos oceanográficos e climáticos

As marés ao longo da costa oceânica do Rio Grande do Sul são semidiurnas com amplitude de micro-maré (~30 cm). Forçantes meteorológicas e oscilações em frequência submareal podem sobrelevar o nível d'água em mais de 66 cm (Andrade *et al.*, 2018). Com base em dados de campo e em modelagem numérica, as direções de onda predominantes na plataforma sul do Brasil são de 100° (E) e 160° (SE), com alturas de onda variando entre 1 – 1,50 m e período entre 6 a 14 s, com média de 8 s para vagas (*sea*) e 12 s para ondulação (*swell*) (Cuchiara *et al.*, 2009; Strauch *et al.*, 2009; Romeu *et al.*, 2015; Cecílio & Dillenburg, 2019). As alturas e os períodos das ondas exibem um aumento progressivo com a propagação das ondas de leste para sul, sendo as ondas do quadrante S – SE as mais altas (Calliari & Toldo, 2016). No geral, há uma deriva litorânea líquida de sedimentos para NE (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo *et al.*, 1993).

O litoral do RS se insere na zona climática oceânica (Cfa), conforme a classificação de Köppen, com verões quentes e invernos frios, sem estação de seca (Peel *et al.*, 2007). Dois sistemas atmosféricos modelam a normal climatológica

(principalmente temperatura, precipitação e regime de ventos): o Anticiclone do Atlântico Sul, que produz massas de ar quentes e úmidas (com maior atuação na primavera e verão) e o Anticiclone Polar Migratório, que gera massas de ar secas e frias (mais atuante no outono e inverno) (Nimer, 1977). No verão a temperatura média se situa em $23 \pm 1^\circ\text{C}$ e no inverno em $7 \pm 1^\circ\text{C}$ (Marengo & Camargo, 2008). A precipitação é relativamente constante na área de estudo, com cerca de 1350 mm mensais bem distribuídos ao longo do ano.

Conforme Tomazelli (1993), ventos do quadrante NE são os mais frequentes durante todo o ano e têm atividade intensificada nos meses quentes, seguidos em ordem de importância por ventos do quadrante W e SW. O regime de ventos não é homogêneo por todo o litoral, e sofre grande influência do planalto e da orientação da linha de costa (Martinho *et al.*, 2010; Rockett *et al.*, 2017; Puhl & Dillenburg, 2018).

4.3. Materiais e Métodos

4.3.1. Análises em SIG

Os dados espaciais foram manipulados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG) por meio do ArcGIS[®] 10.5. Nessa etapa, foram utilizados diferentes produtos de SIG e de sensoriamento remoto, como: imagens de satélite do BaseMap do ArcGIS[®] e do Landsat 8 (composição R4G3B2); perfis altimétricos coletados com um receptor GNSS Trimble[®] ProXRT (datum WGS84); e o Modelo Digital de Superfície (MDS) TanDEM-X de 0,4 arco-segundos de resolução (~12 m de tamanho de pixel).

4.3.2. Levantamentos com Georadar

Oito perfis perpendiculares à barreira holocênica foram adquiridos nas seguintes localidades: Bacupari, Solidão, São Simão, Mostardas, Lagoa do Peixe (norte e sul), Bujuru e Estreito (Figura 4.2). A aquisição se deu por meio de um coletor Cobra Plug-In GPR (Radarteam Sweden AB) com uma antena aérea monoestática modelo Subecho SE-70, na frequência central de 80 MHz (largura de banda de 120 MHz e alcance de frequência de 20–140 MHz). Essa frequência central corresponde a um comprimento de onda “ λ ” de 1,25 m em subsuperfície. O deslocamento da antena transmissora e receptora foi mantido numa distância fixa e constante (*common-offset mode*) com a emissão de aquisição de tempo em 902 ns para a coleta de 512 amostras. O equipamento foi acoplado a um receptor GNSS

Trimble® ProXRT (datum WGS84).

A constante dielétrica de valor 10 foi utilizada para a conversão do tempo em velocidade (velocidade média de propagação de $0,095 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$ em subsuperfície). Essa constante foi calibrada com dados litológicos de testemunhos sedimentares (Dillenburg *et al.*, 2011). Alguns testemunhos feitos na área de estudo também auxiliaram na calibração das profundidades e validação da constante dielétrica de 10 (Dillenburg *et al.*, 2004b, 2009; Arejano, 2006; Martinho *et al.*, 2008).

Depósitos de ambientes sedimentares exibem escalas entre 10^{-3} a 10^1 m, tanto verticalmente quanto horizontalmente (Jol & Bristow, 2003); portanto, 80 MHz possibilita definir o padrão de empilhamento (comportamento) da barreira holocênica no trecho estudado. Em razão dos objetivos do trabalho foram analisados e interpretados apenas os primeiros 500 m de registros de Georadar, a contar da linha de costa.

4.3.3. Processamento dos dados do Georadar

Os dados geofísicos foram pós-processados em quatro programas específicos para tratamento de Georadar: Radan™ (GSSI – Geophysical Survey Systems, Inc.), Reflexw® (Sandmeier Geophysical Research), Prism2® (Radar Systems, Inc.) e matGPR (Tzanis, 2010).

Os diferentes depósitos da barreira holocênica e seu substrato pleistocênico foram individualizados com base no método da sismoestratigrafia adaptado aos registros de GPR por Neal (2004). Este método baseia-se nas terminações das reflexões (*onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos) geometria e padrão das reflexões (Mitchum Jr. *et al.*, 1977; Vail, 1987; Catuneanu *et al.*, 2009; Abreu *et al.*, 2010; Barboza *et al.*, 2009; 2014).

4.4. Resultados

Na Figura 4.2 é apresentado o MDS da área de estudo, com a localização dos registros de Georadar e dos perfis topográficos na barreira holocênica em cada localidade estudada. Tanto no MDS como nos perfis topográficos é muito claro o aumento no volume de areia da barreira holocênica de sul para o norte da área de estudo. Este aumento de volume se expressa tanto pelo aumento na largura como na altura da barreira.

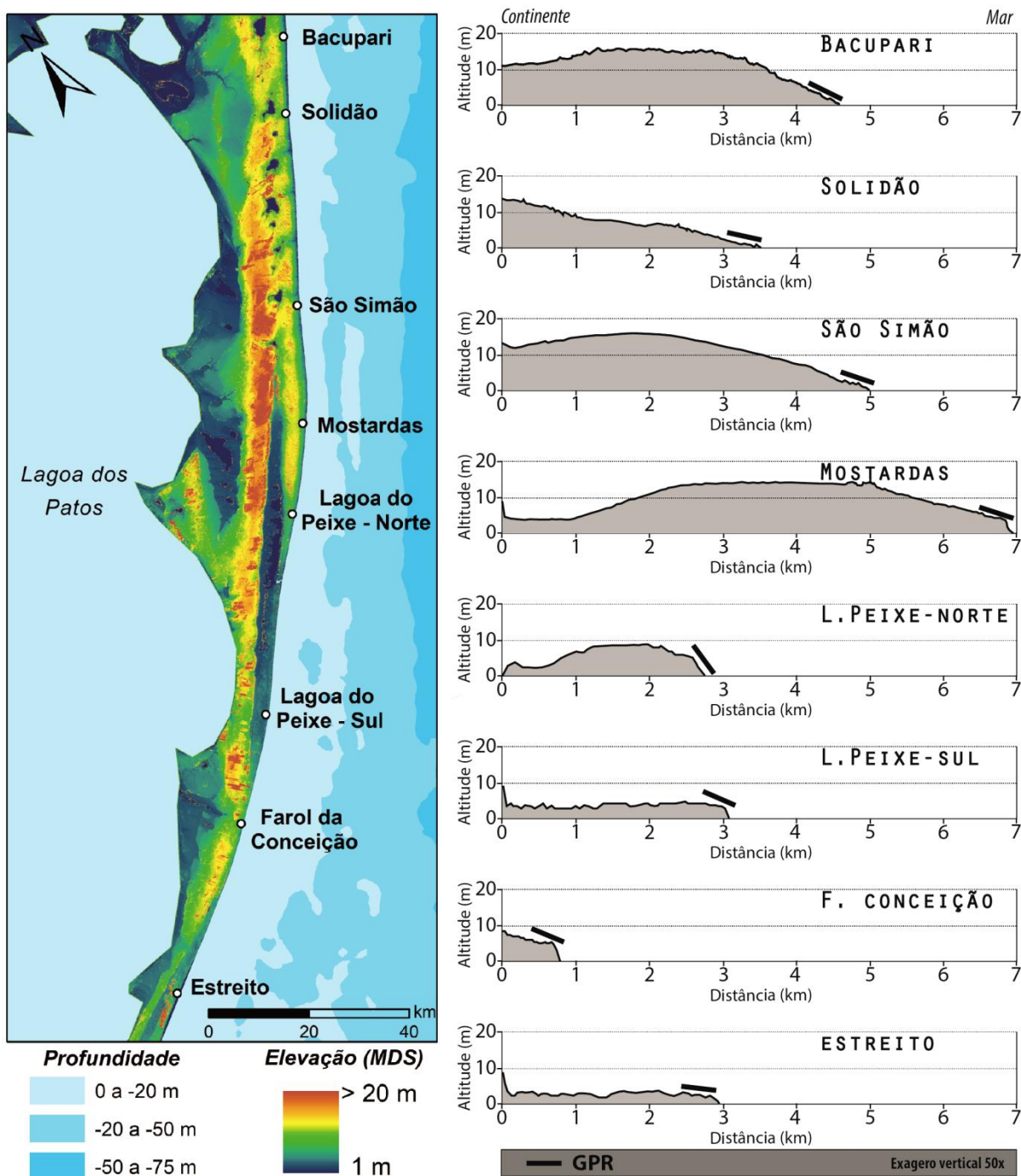


Figura 4.2. Modelo Digital de Superfície (MDS), com as localidades onde foram realizados os perfis de Georadar, e os perfis topográficos da barreira holocênica de cada local, contendo a localização dos perfis de Georadar.

Os registros brutos e interpretados de Georadar de cada uma das localidades estudadas da barreira holocênica estão apresentados nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10. No conjunto dos registros foram interpretados quatro distintos depósitos e/ou ambientes: I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico; II – lagunares; III – eólicos; IV – praias (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia).

Os depósitos do substrato pleistocênico (I) apresentam tanto reflexões com

alta amplitude do sinal e relativamente contínuas, como na forma de hipérboles, interpretadas como o resultado de uma cimentação incipiente, que confere a porções do substrato pleistocênico uma característica de *hardground*, conforme já descrito para o arenito Conceição por Buchmann e Tomazelli (2003).

Os depósitos lagunares (II) apresentam-se como depósitos de fundo lagunar (reflexões planas e contínuas, horizontais a sub-horizontais) e de margem lagunar (reflexões que mergulham no sentido do continente, interpretadas como estratos obliquo-progradantes). Estes dois tipos de depósitos lagunares estão muito bem representados no perfil de Georadar da Lagoa do Peixe Norte (Figura 4.6).

Os depósitos eólicos (III) correspondem aos campos de dunas transgressivos, cujas reflexões caracterizam-se por serem descontínuas e onduladas, e ocorrentes no topo dos registros. Por fim, os depósitos praias (IV) apresentam-se como reflexões inclinadas no sentido do mar, contínuas e por vezes onduladas, e que iniciam sua formação (downlap) a partir de uma superfície erosiva. As variações nas reflexões internas desta unidade (Figura 4.10) estão relacionadas à mudança de energia no perfil da antepraia, desde a zona de surf até a zona de antepraia inferior.

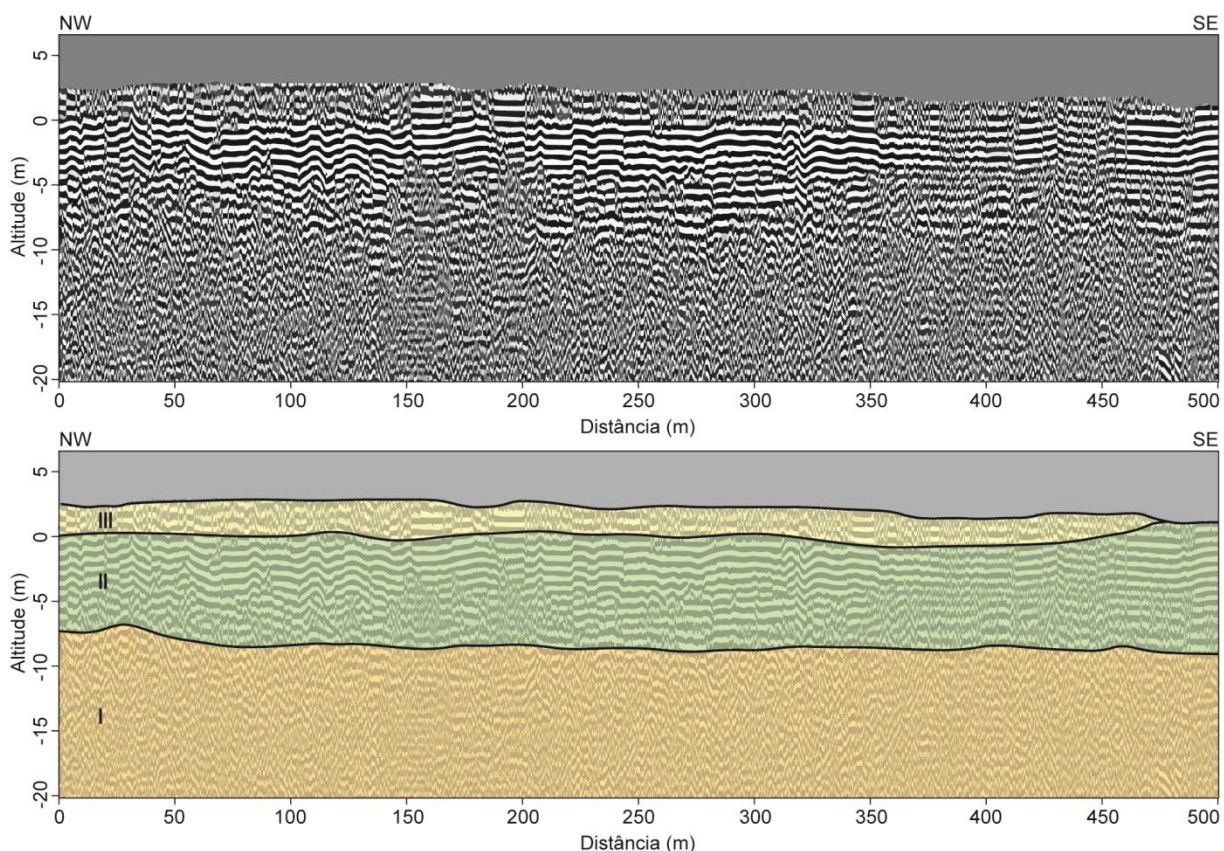


Figura 4.3. Registro de Georadar do Estreito, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos.

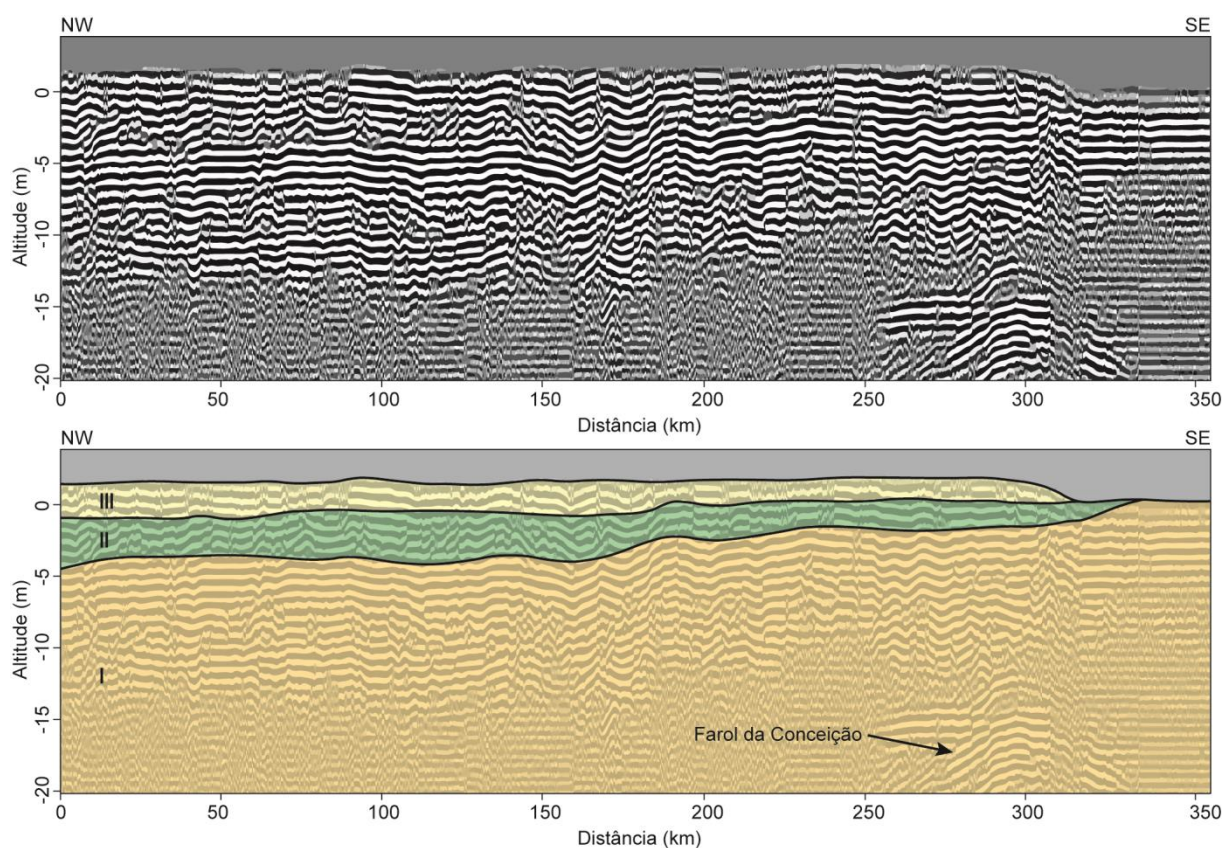


Figura 4.4. Registro de Georadar do Farol da Conceição, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos.

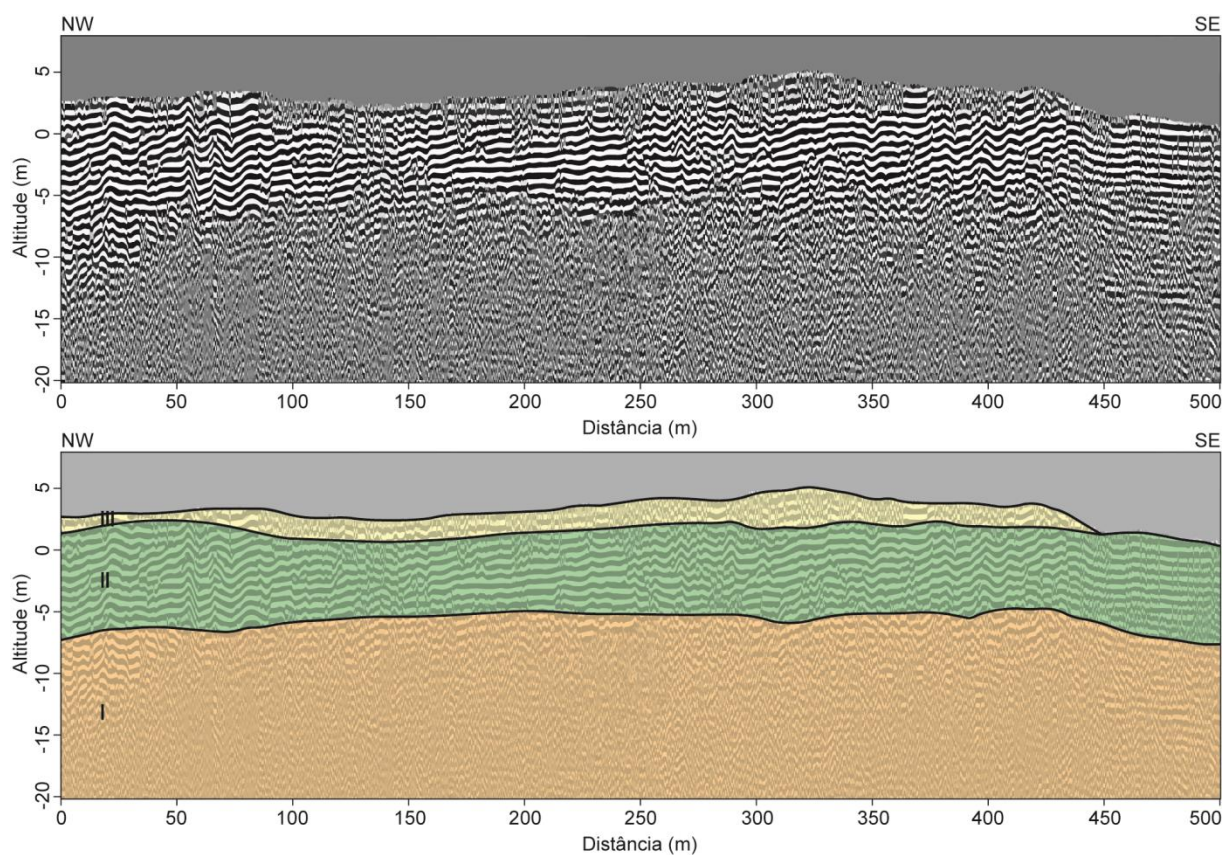


Figura 4.5. Registro de Georadar da Lagoa do Peixe Sul, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos.

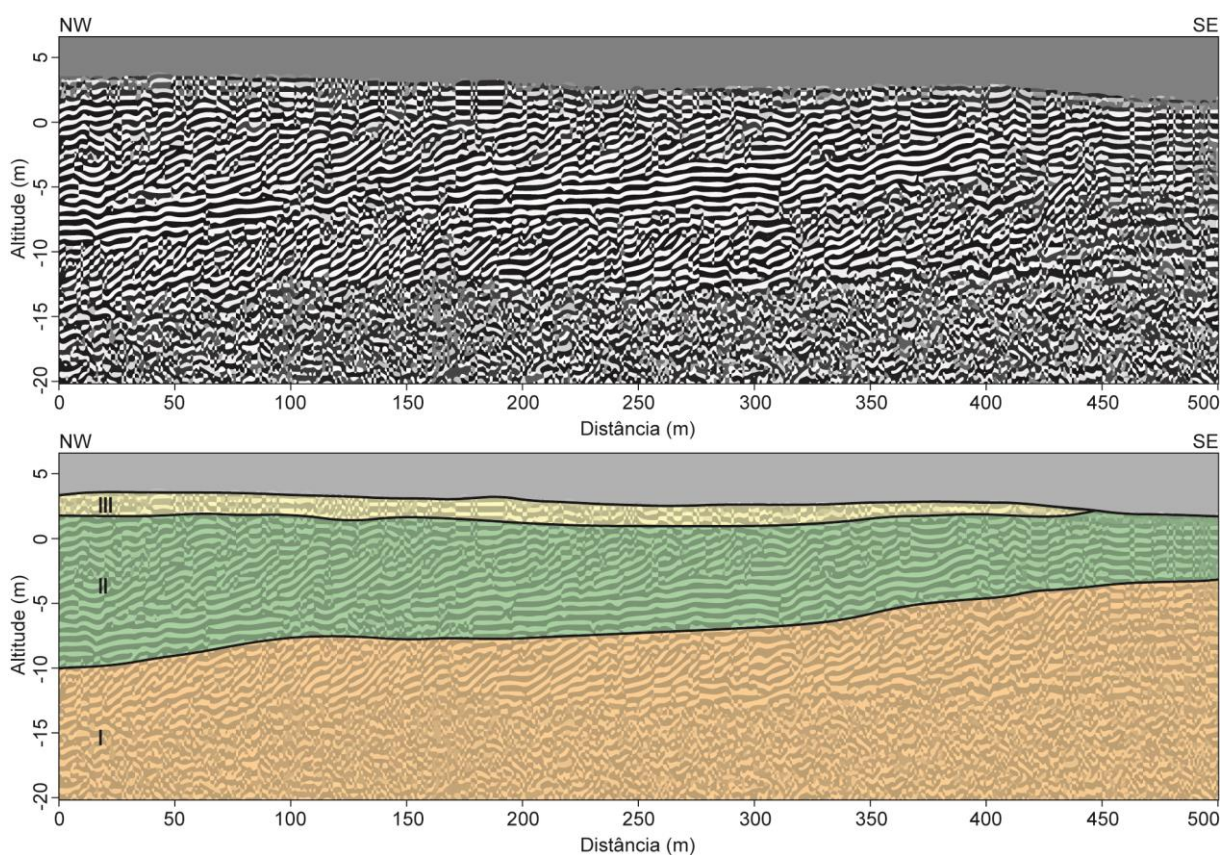


Figura 4.6. Registro de Georadar da Lagoa do Peixe Norte, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares e III – eólicos.

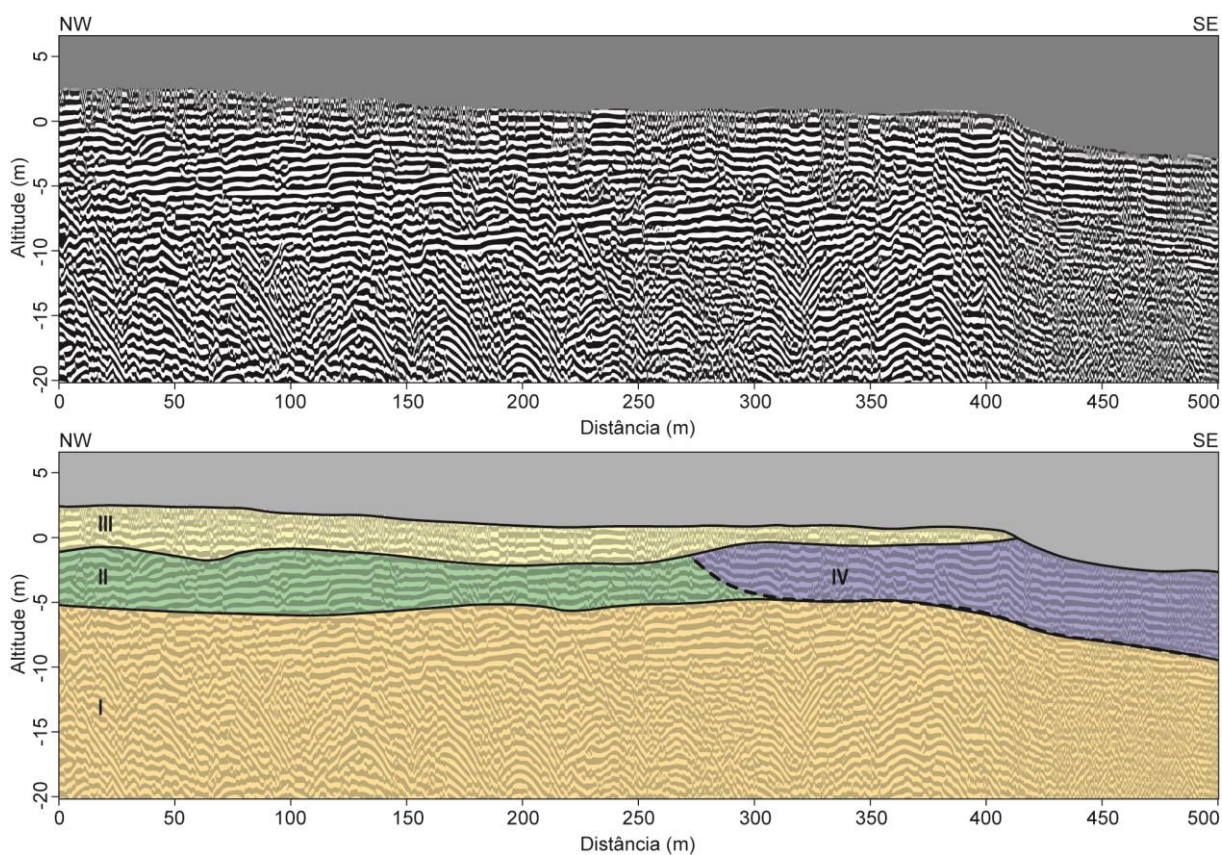


Figura 4.7. Registro de Georadar de Mostardas, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praias (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia).

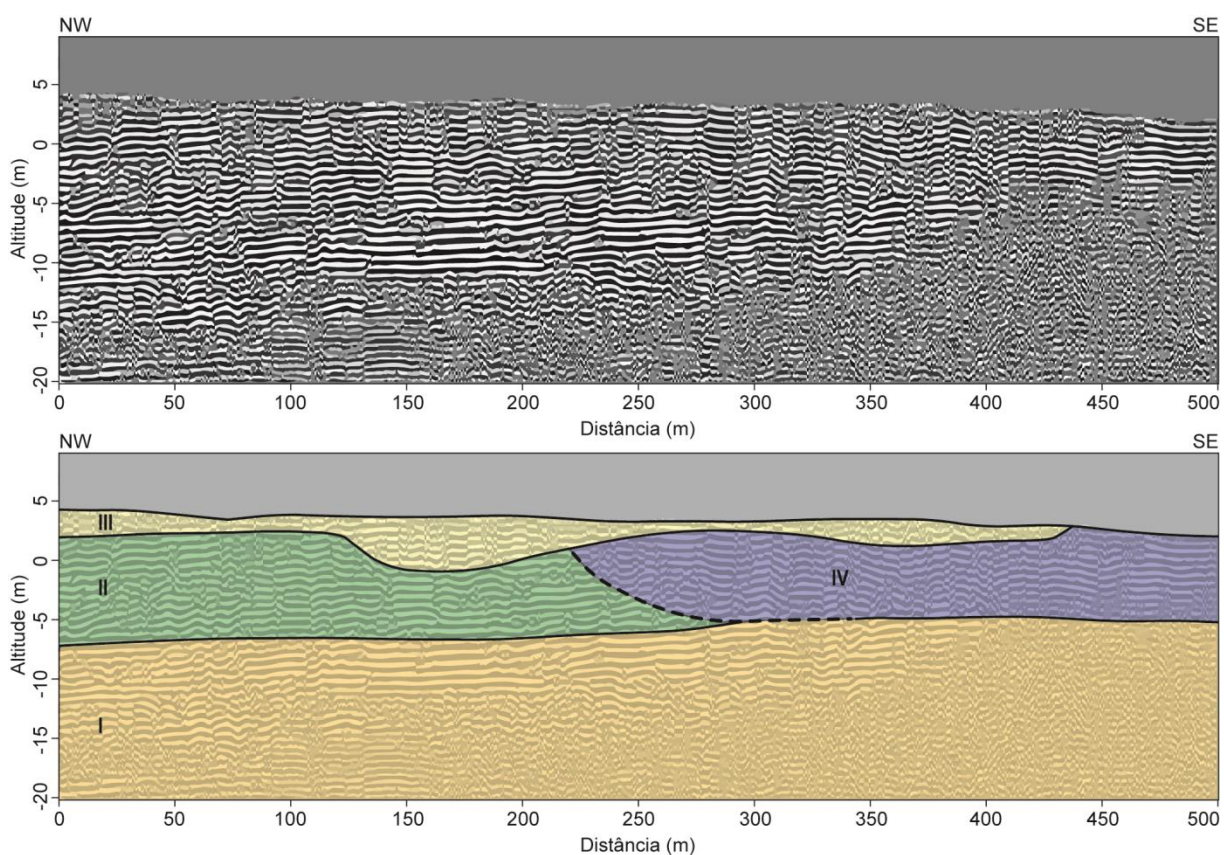


Figura 4.8. Registro de Georadar de São Simão, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praias (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia).

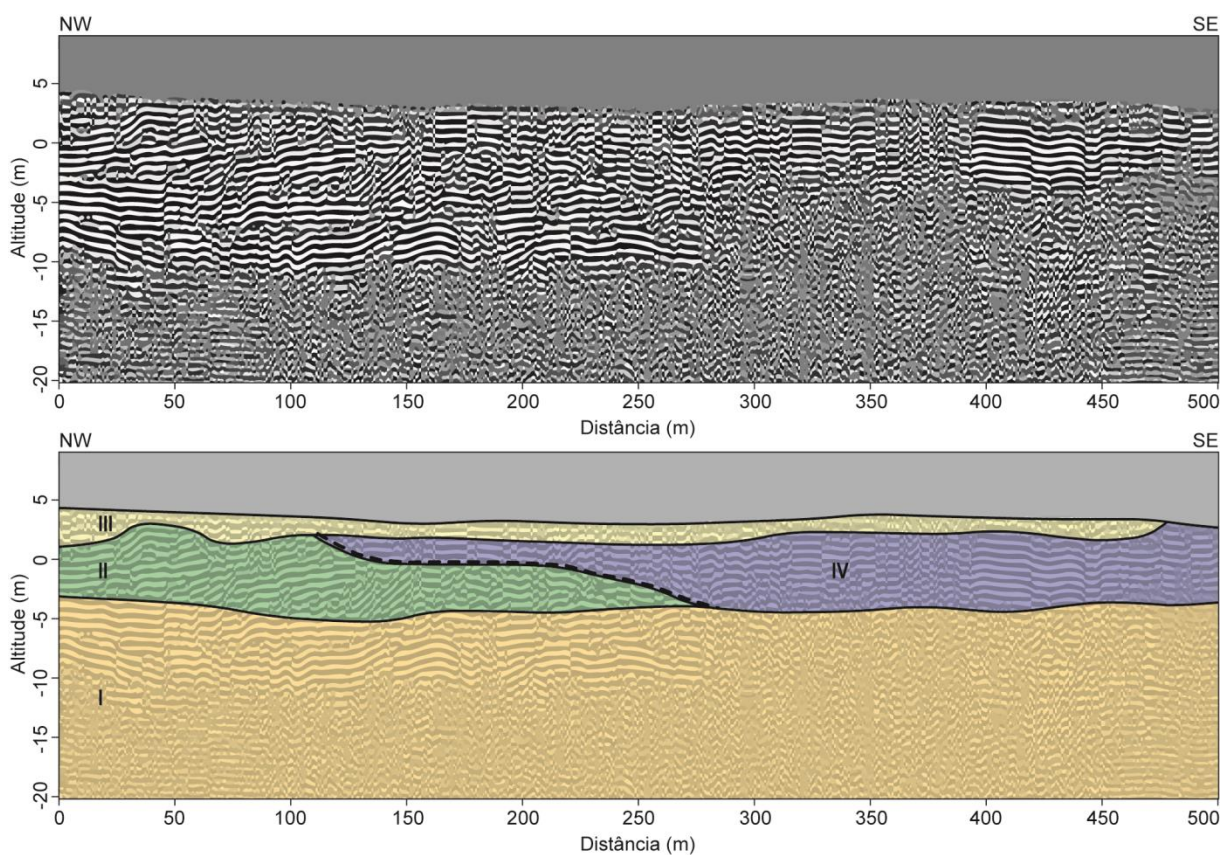


Figura 4.9. Registro de Georadar de Solidão, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praias (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia).

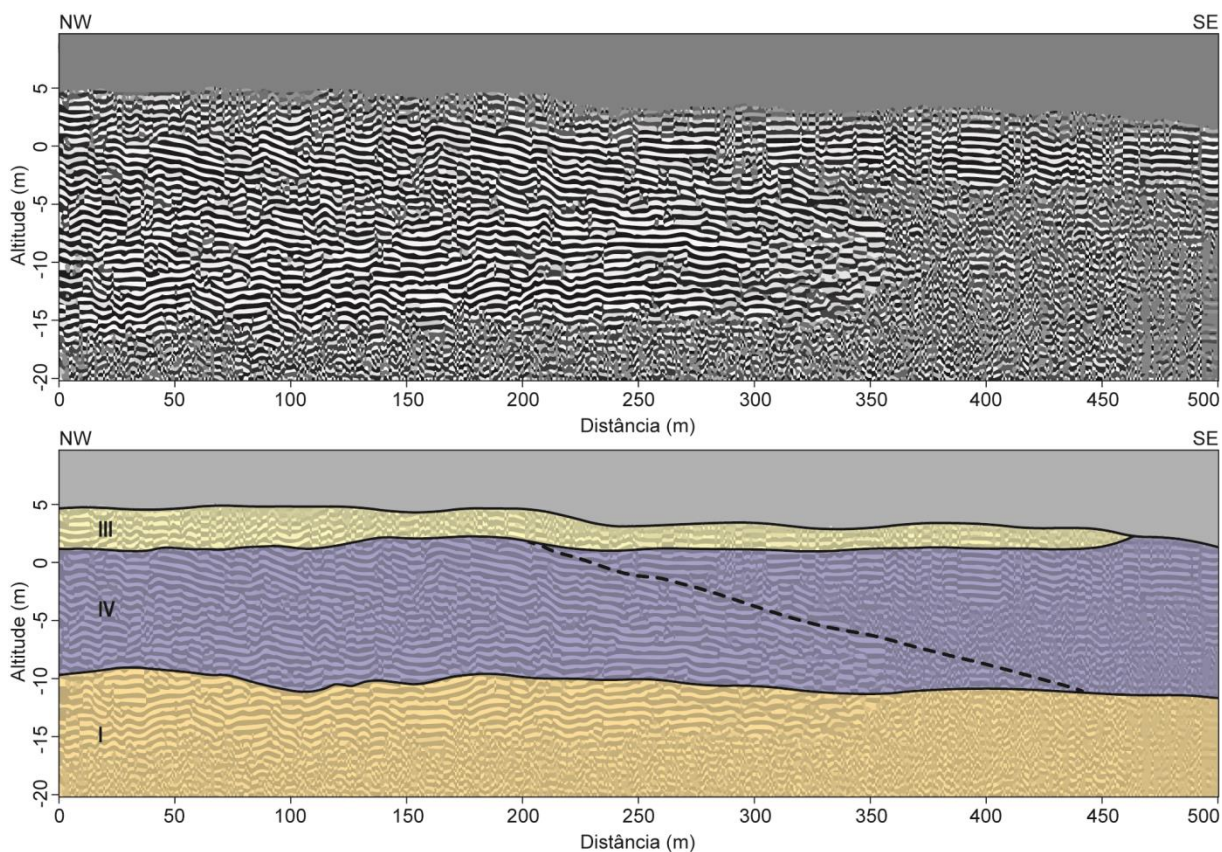


Figura 4.10. Registro de Georadar de Bacupari, obtido com antena de 80 MHz, processado e interpretado. I – depósitos não diferenciados, correspondentes ao substrato pleistocênico, II – lagunares, III – eólicos e IV – praias (incluindo pós-praia, estirâncio e antepraia).

4.5. Discussão

Em todos os perfis de Georadar da área estudada foram observadas a presença de registros do substrato pleistocênico. Por muito tempo, este substrato foi identificado e interpretado em vários locais da costa do RS como correspondente aos depósitos sedimentares da denominada Barreira III, cuja formação está vinculada ao período interglacial correlacionado ao estágio isotópico marinho MIS 5e (Villwock & Tomazelli, 1995; Rosa *et al.* 2017) (ver Figura 4.1). Todavia, recentemente foi identificada a presença de registros pleistocênicos mais jovens, correspondentes ao estágio isotópico MIS 3, em áreas ao sul (Cassino) e ao norte (Curumim e Pinheira) da área de estudo (Dillenburg *et al.*, 2019). Estes depósitos foram registrados em profundidades variáveis entre 5 e 23 m abaixo do nível de mar atual. Portanto, os depósitos sedimentares do substrato pleistocênico, ocorrentes em profundidades abaixo dos 5 m, nos registros de Georadar, podem estar relacionados ao estágio isotópico MIS 3.

A unidade basal holocênica, em todos os perfis de Georadar, está representada por depósitos interiorizados da barreira, correspondentes às margens lagunares, as quais, por vezes, ocorrem recobrendo depósitos de fundo lagunar. No

conjunto, estes dois tipos de depósitos lagunares integram a unidade II, e eles são, por exemplo, muito evidentes no registro da Lagoa do Peixe Norte (Figura 4.6). Esta unidade ocorre de forma contínua (lateralmente) no conjunto de perfis da porção sul da área de estudo, compreendendo os perfis de Estreito (Figura 4.3), do Farol da Conceição (Figura 4.4), da Lagoa do Peixe Sul (Figura 4.5) e da Lagoa do Peixe Norte (Figura 4.6). Esta situação de continuidade até a linha de praia tem determinado o comum afloramento de depósitos lagunares na zona de pós-praia-estirâncio nesta porção sul da área de estudo (Dillenburg *et al.* 2004b).

A localidade do Estreito era até então considerada, com base em interpretações da morfologia do terreno, uma porção progradacional da barreira; uma continuidade, ao norte, da barreira do Cassino (Dillenburg & Barboza, 2014). Todavia o registro de Georadar do Estreito (Figura 4.3) mostra-se inteiramente com características retrogradacionais. Embora o trecho apresentado corresponda apenas aos 500 m de registros próximos à linha de costa, em razão dos objetivos do presente trabalho, o registro completo de Georadar da barreira no Estreito mostra-se inteiramente retrogradacional. Considerando que Barboza *et al.* (2018) identificaram um registro progradacional da barreira, em um local situado 8 km ao sul do Estreito, afirma-se aqui que a caráter progradacional da barreira holocênica do Cassino estende-se, no sentido norte, pelo menos até o local situado 8 km ao sul do Estreito. Em outras palavras, a transição entre domínios progradacionais e retrogradacionais da barreira holocênica, ocorre em apenas poucos quilômetros, situados imediatamente ao sul do Estreito. Está mesma e rápida transição foi recentemente observada por Watanabe (2019) no Litoral Norte do RS.

O registro de Georadar da Lagoa do Peixe Norte é o último no sentido norte com assinatura de empilhamento retrogradacional da barreira, pois, 20 km ao norte, o perfil executado em Mostardas possui um registro de progradacional nos últimos 230 m próximos da linha de costa (Figura 4.7). Este comportamento progradacional adquire crescente e progressiva dimensão até Bacupari. O registro completo do perfil adquirido na barreira em Bacupari permite observar que a progradação tem início a 1800 m de distância da linha de costa, correspondendo a 1/3 da largura da barreira. Os primeiros 2/3 apresentam um registro predominantemente retrogradacional. O registro de Bacupari (Figura 4.10), no intervalo dos 300 m junto à linha de costa – demarcado pela linha pontilhada, apresenta uma superfície erosiva, provavelmente gerada em decorrência de uma mudança na orientação das ondas incidentes, a

partir da qual ocorreu um redirecionamento (deslocamento no sentido NE) da progradação. Este fato resultou na visualização de um mergulho aparente (com menor ângulo de inclinação no sentido do mar) de estratos oblíquo progradantes.

Essa mudança de ângulo na progradação, ou a inversão nos padrões de reflexão observados nos dados de Georadar também são identificadas nos perfis mais ao sul, em Solidão, em São Simão e em Mostardas (Figuras 4.9, 4.8 e 4.7), respectivamente, e está demarcada pela linha pontilhada.

Assim, os registros de Georadar que incluem Mostardas, São Simão, Solidão e Bacupari (Figuras 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10), que integram a porção norte da área de estudo, apresentam em seus registros evolutivos recentes uma clara progradação, a qual deve ser entendida como uma consequência de um balanço positivo de sedimentos. Dessa forma, estabelece-se aqui uma contradição com os trabalhos apresentados nos últimos 20 anos, que discorreram sobre a evolução deste trecho da barreira holocênica, compreendido entre Estreito e Bacupari. Dillenburg *et al.* (2000) interpretaram que esta pronunciada projeção costeira era dominada por barreiras transgressivas (retrogradacionais), basicamente em razão da presença comum de lamas lagunares e turfas aflorantes no ambiente de pós-praia da barreira, e da comum associação com o desenvolvimento de campos de dunas transgressivos (Barboza & Rosa, 2014; Dillenburg & Barboza, 2014).

Os registros de Mostardas, de São Simão e de Solidão mostram que anteriormente ao registro progradacional houve uma fase de desenvolvimento retrogradacional da barreira nos três locais, e o registro completo de Georadar de Bacupari apresenta também esta fase. Pelo crescente e progressivo aumento de extensão do registro progradacional, de Mostardas a Bacupari, torna-se também evidente um progressivo aumento no balanço positivo de sedimentos neste mesmo sentido. Em se considerando que esta porção norte está submetida a uma relativamente alta energia de ondas (Dillenburg *et al.*, 2003) e a uma alta taxa líquida de transporte longitudinal de sedimentos (Lima *et al.*, 2001), qual a razão deste balanço positivo de sedimentos? A resposta pode estar no mecanismo de retenção da deriva litorânea, ativo a partir de Mostardas segundo Toldo *et al.* (2006) e Absalonsen e Toldo (2007). Segundo os autores, na altura de Mostardas ocorre uma mudança de 11° na orientação da linha de costa que produz uma redução no fluxo de sedimentos no sentido NE. Esta redução de fluxo gera um engarrafamento de sedimentos que representa uma potencial e importante fonte de alimentação de

areia para os campos de dunas transgressivos e antepraia adjacentes; ou seja, cria um balanço positivo de sedimentos em Mostardas e ao norte deste local. Esta interpretação é corroborada pelos resultados do MDS e topográficos, que mostram um significativo aumento no volume da barreira holocênica, no sentido norte, a partir de Mostardas (Figura 4.2).

Desta forma, fica evidente que o comportamento predominantemente retrogradacional da barreira holocênica, na área estudada, limita-se a porção sul da grande projeção costeira existente no litoral médio do RS. Em um exercício de predição evolutiva, podemos considerar que esta porção sul da projeção tem retrogradado nos últimos milênios e continuará com este comportamento nos próximos séculos, ou mesmo milênios (escala geológica), enquanto não houver uma mudança nas forçantes autogênicas determinantes do balanço negativo de sedimentos (de longo período). Ou mesmo mudanças alogênicas que passem a dominar sobre as autogênicas. Da mesma forma, o recente (provavelmente de escala secular há poucos milênios) comportamento progradacional da porção norte da projeção costeira permite a predição da continuidade deste comportamento evolutivo em uma escala de longo período (geológica).

4.6. Conclusões

A barreira holocênica do RS, ao longo do seu litoral médio, situado entre Estreito e Bacupari, apresenta um comportamento evolutivo diferenciado em suas porções ao sul e ao norte. A porção ao sul, coincidente com a porção ao sul da grande projeção costeira que caracteriza a área de estudo, apresentou um comportamento predominantemente retrogradacional nos últimos milênios (aproximadamente desde 6 ka até o presente). Por sua vez, a porção ao norte apresentou o mesmo comportamento, em um intervalo de tempo menor. Em algum momento que tentativamente situamos em poucos séculos atrás, ou talvez poucos milênios, houve uma importante mudança nos fatores condicionantes do balanço de sedimentos. O balanço que era negativo passou a ser positivo e determinou o início de uma fase progradacional da porção norte, e que se desenvolveu de forma crescente de Mostardas a Bacupari. É possível prever uma continuidade evolutiva destas duas porções (sul e norte) seguindo a evolução, em escala geológica, ocorrida nestes últimos séculos e milênios, e assim contribuir com a gestão costeira deste setor da costa do RS ainda pouco ocupado.

Agradecimentos

Volney Bitencourt agradece ao CNPq pela sua bolsa de doutorado. Sergio Dillenburg e Eduardo Barboza agradecem ao CNPq pela concessão de suas bolsas de produtividade em pesquisa. Os autores agradecem o Centro Aeroespacial Alemão (DLR – *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*) por fornecer o TanDEM-X (Proposal iD 2630).

Referências Bibliográficas (Capítulo 4)

- ABREU, V.S.; NEAL, J.E. & VAIL, P.R. 2010. **Integration of Sequence Stratigraphy concepts**. In: Abreu, V.S.; Neal, J.E.; Bohacs, K.M. & Kalbas, J.L. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems - The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises*, SEPM Concepts in Sedimentology & Paleontology 9, 209-224 p.
- ABSALONSEN, L. & TOLDO, E.E. 2007. **A Influência da Inflexão Costeira na Variabilidade da Linha de Praia em Mostardas – RS**. *Pesquisas em Geociências* 34(1):3-18.
- ALBUQUERQUE, M.G.; ESPINOZA, J.M.A.; TEIXEIRA, P.; DE OLIVEIRA, A.O.; CORREA, I.C.S. & CALLIARI, L.J. 2013. **Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches**. *Journal of Coastal Research* 65:1710-1714.
- ANDRADE, M.M.; TOLDO, E.E. & NUNES, J.C.R. 2018. **Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil**. *Brazilian Journal of Oceanography* 66(3):245-254.
- ANNAN, A.P. 2009. **Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar**. In: Jol, H.M. (Ed.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier, University of Wisconsin, 4-40 p.
- AREJANO, T.B. 2006. **Geologia e Evolução Holocênica do Sistema Lagunar da Lagoa do Peixe, Litoral Médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 94 p.
- ATHANASIOU, P.; VAN DONGEREN, A.; GIARDINO, A.; VOUSDOKAS, M.; GAYTAN-AGUILAR, S. & RANASINGHE, R. 2019. **Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat**. *Earth System Science Data* 11(4):1515-1529.
- BARBOZA, E. G. & TOMAZELLI, L.J. 2003. **Erosional Features of the Eastern Margin of the Patos Lagoon, Southern Brazil: Significance for Holocene History**. *Journal of Coastal Research* SI 35:260-264.
- 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*, Montevideo, Facultad de Ciencias, 83-98 p.
- BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. & ROSA, M.L.C.C. 2009a. **Planície costeira do Rio Grande do Sul: erosão em longo período**. *Revista da Sociedade Uruguaia de Geologia* 15:94-97.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2013. **Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record**. *Journal of Coastal Research* SI 65:1265-1270.
- BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J. & HESP, P.A. 2009b. **Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 56:579-583.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; BIANCINI da SILVA, A. & TOMAZELLI, L.J. 2014. **Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems**. *Journal of Coastal Research* SI 66:687-692.
- 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**. *Journal of Coastal Research* SI 64:646-650.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; WATANABE, D.S.Z.; ESTEVES, T.; MARTINS, E.M. & GRUBER, N.L.S. 2018. **Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsidies for Coastal Management**. *Journal of Coastal Research* SI 85(1):446-450.
- BIANCINI DA SILVA, A; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. & DILLENBURG, S.R. 2014. **Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 70:205-210.
- BIRD, E.C.F. 1985. **Coastline changes: A Global Review**. Wiley, Chichester, 219 p.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; MANZOLLI, R.P. & CARON, F. 2016. **Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na**

- margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil.** Pesquisas em Geociências 43(3):249-269.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.W. & ZAITLIN, B.A. 1992. **Classification of coastal sedimentary environments.** Sedimentary Geology 80:139-150.
- BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. 2003. **An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments.** Geological Society, London, Special Publications 211, 1-7 p.
- BUCHMANN, F.S. & TOMAZELLI, L.J. 2003. **Relict nearshore shoals of Rio Grande do Sul, southern Brazil: Origin and effects on nearby modern beaches.** Journal of Coastal Research SI 35:318-322.
- BUYNEVICH, I.V.; JOL, H.M. & FITZGERALD, D.M. 2009. **Coastal Environments.** In: Jol, H.M. (Ed.), Ground Penetrating Radar: Theory and Applications, Elsevier, University of Wisconsin, 299-322 p.
- CALLIARI, L.J. & TOLDO, E.E. 2016. **Ocean Beaches of Rio Grande do Sul.** In: Short, A.D. & Klein, A.H.F. (Eds.), Brazilian Beach Systems, Coastal Research Library 17, Springer, Cham, 507-541 p.
- CATUNEANU, O. 2006. **Principles of Sequence Stratigraphy.** New York: Elsevier, 386 p.
- CATUNEANU, O.; ABREU, V.S.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; DALRYMPLE, R.W.; ERIKSSON, P.G.; FIELDING, C.R.; FISHER, W.L.; GALLOWAY, W.E.; GIBLING, M.R.; GILES, K.A.; HOLBROOK, J.M.; JORDAN, R.; KENDALL, C.G.St.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A.D.; NEAL, J.E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H.W.; PRATT, B. R.; SARG, J.F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R.J.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E. & WINKER, C. 2009. **Towards the standardization of sequence stratigraphy.** Earth-Science Reviews 92:1-33.
- CECÍLIO, R.O. & DILLENBURG, S.R. 2019. **An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time.** Dynamics of Atmospheres and Oceans 88:101103.
- CLIFTON, H.E. 2005. **Shoreface.** In: Schwartz, M.L. (Ed.), Encyclopedia of Coastal Science, Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Dordrecht, 877-881 p.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil.** Marine Geology 130(1-2):163-178.
- CROWELL, M.; LEATHERMAN, S.P. & BUCKLEY, M.K. 1993. **Shoreline Change Rate Analysis: Long Term Versus Short Term Data.** Shore and Beach 61(2):13-20.
- CUCHIARA, D.C.; FERNANDES, E.H.; STRAUCH, J.C.; WINTERWERP, J.C. & CALLIARI, L.J. 2009. **Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf.** Continental Shelf Research 29(3):545-555.
- CURRAY, J.R. 1964. **Transgressions and regressions.** In: Miller, R.L. (Ed.), Papers in Marine Geology, MacMillan: New York, 175-203 p.
- DANIELS, D.J. 1996. **Properties of materials.** In: Daniels, D.J. (Ed.), Ground Penetrating Radar, The Institution of Electrical Engineering: London, UK, 73-129 p.
- DILLENBURG, S.R. 1996. **Oscilações Holocênicas do Nível Relativo do Mar Registradas na Sucessão de Fácies Lagunares na Região da Laguna de Tramandaí, RS.** Pesquisas em Geociências 23(1-2):17-24.
- DILLENBURG, S.R. 2012. **The role of shelf morphology on coastal evolution during Middle and Late Holocene in southern Brazil.** Quaternary International 279-280:118-119.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Coastal barriers: an introduction.** In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Berlin: Springer. Lecture Notes in Earth Sciences 107, 1-15 p.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. **The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil.** Geological Society London Special Publications 388:333-352.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & CLEROT, L.C.P. 2003. **Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene.** Pro. Co. Sediments'03, ASCE, 9 p.

- DILLENBURG, S.R.; ESTEVES, L.S. & TOMAZELLI, L.J. 2004a. **A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76(3):611-623.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & BARBOZA, E.G. 2004b. **Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil**. *Marine Geology* 203(1-2):43-56.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C. 2011. **Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 64:651-655.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J. & TOMAZELLI, L.J. 2000. **Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM)**. *Journal of Coastal Research* 16:71-81.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka**. *Marine Geology* 390:106-119.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. **The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul**. *In*: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin: Springer. *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 53-91 p.
- 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. *Discussão: "Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: implications for complex response to environmental change" por Hein et al. (2013)*. *Sedimentology* 60:469-502. **A transgressive barrier at Pinheira, Southern Brazil around 3 ka?**. *Sedimentology* 61:2205-2212.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F.; CANCELLI, R.; SANTOS-FISCHER, C.R.; LOPES, R.P. & RITTER, M.N. 2019. **Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil**. *Geo-Marine Letters* (doi:10.1007/s00367-019-00574-2):1-10.
- ESTEVES, L.S.; TOLDO, E.E., DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2002. **Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 36:273-282.
- FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; OLIVEIRA, L.H.S. & DOMINGUEZ, J.M.L. 2019. **Natural landscapes along Brazilian coastline**. *In*: Salgado, A.A.R.; Santos, L.J.C. & Paisani, J.C. (Eds.), *The Physical Geography of Brazil - Environment, Vegetation and Landscape*, 199-218 p.
- FITZGERALD, D.M. & BUYNEVICH, I.V. 2009. **Coastal Barriers**. *In*: Isla, F.I. & Iribarne, O. (Eds.), *Coastal Zones and Estuaries, Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, UNESCO, Oxford, UK, 164-189 p.
- FLEMMING, B.W. 2002. **Effects of climate and human interventions on the evolution of the Wadden Sea depositional system (southern North Sea)**. *In*: Wefer, G., Berger, W., Behre, K.E. & Jansen, E. (Eds.), *Climate development and history of the North Atlantic Realm*. Springer, Berlin, 399-413 p.
- FRUERGAARD, M.; MØLLER, I.; JOHANNESSEN, P.N.; NIELSEN, L.H.; ANDERSEN., T.J.; NIELSEN, L.; SANDER, L. & PERJUP, M. 2015. **Stratigraphy, Evolution, And Controls Of A Holocene Transgressive–regressive Barrier Island Under Changing Sea Level: Danish North Sea Coast**. *Journal of Sedimentary Research* 85:820-844.
- GALGANO, F.A.; DOUGLAS, B.C. & LEATHERMAN, S.P. 1998. **Trends and Variability of Shoreline Position**. *Journal of Coastal Research* SI 26:282-291.
- GALLOP, S.L.; COLLINS, M.; PATTIARATCHI, C.B.; ELIOT, M.J.; BOSSERELLE, C.; GHISALBERTI, M.; COLLINS, L.B.; ELIOT, I.; ERFTEMEIJER, P.L.A.; LARCOMBE, P.; MARIGÓMEZ, I.; STUL, T. & WHITE, D.J. 2015. **Challenges in transferring knowledge between scales in coastal sediment dynamics**. *Frontier in Marine Science* 2:00082.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. 1983. **Terrigenous Clastic Depositional Systems – Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration**. New York, Sprin-Verlag, 423 p.
- HESP, P.A. & SHORT, A.D. 1999. **Barrier morphodynamics**. *In*: Short, A.D. (Ed), *Handbook of*

beach and shoreface morphodynamics, John Wiley, 307-368 p.

- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP ZOUAIN, R.N. 2007. **Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change**. *Earth Surface Processes and Landforms* 32(3):407-414.
- HOYT, J.H. 1967. **Barrier Island formation**. *Geological Society of America Bulletin* 78(9):1125-1136.
- JOL, H.M. & BRISTOW, C.S. 2003. **GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide**. *In: Jol, H.M. & Bristow, C.S. (Eds.), Ground penetrating radar in sediments*, Geological Society: London, Special Publication 211:9-28.
- JOL, H.M.; SMITH, D.G. & MEYERS, R.A. 1996. **Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.)**. *Journal of Coastal Research* 12(4):960-968.
- LEAL, R.A.; BARBOZA, E.G.; BITENCOURT, V.J.B.; BIANCINI da SILVA, A. & MANZOLLI, R.P. 2016. **Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis**. *Journal of Coastal Research* SI 75:750-754.
- LEANDRO, C.G.; BARBOZA, E.G.; CARON, F. & DE JESUS, F.A.N. 2019. **GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil**. *Journal of Applied Geophysics* 162:1-12
- LEATHERMAN, S.P. 1987. **Coastal Geomorphological Applications Of Ground-penetrating Radar**. *Journal of Coastal Research* 3(3):397-399.
- LEATHERMAN, S.P.; ZHANG, K. & DOUGLAS, B.C. 2000. **Sea level rise shown to drive coastal erosion**. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 81(6):55-57.
- LIMA, S.F.; ALMEIDA, L.E.S.B. & TOLDO, E.E. 2001. **Estimativa da Capacidade de Transporte Longitudinal de Sedimentos a partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul**. *Pesquisas em Geociências* 28(2):99-107.
- LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; DEHNHARDT, B.A. & CARON, F. 2013. **Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences* 42:27-38.
- LORSCHETTER, M.L. & DILLENBURG, S.R. 1998. **Holocene palaeoenvironments of the northern coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil reconstructed from palynology of Tramandaí lagoon sediments**. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11:73-97.
- LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G. & AARNINKHOF, S. 2018. **The State of the World's Beaches**. *Scientific Reports* 8:6641.
- KRAFT, J.C. 1982. **Barrier islands, transgressive and regressive**. *In: Tanner, W.F. (Ed.), Beaches and Coastal Geology*. *Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, 133-135 p.
- MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.; BITENCOURT, V.J.B.; LEAL, R.A.; MARTINS, E.M.; BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E.G.; CARON, F.; CARRIÓ, J.A. & SAWAKUCHI, A.O. 2018. **Process Control in The Geneses and Evolution of A Lagoon-Barrier System inside of The Patos Lagoon, South of Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 85:651-655.
- MARENGO, J.A. & CAMARGO, C.C. 2008. **Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002**. *International Journal of Climatology* 28:893-904.
- 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**. *Marine Geology* 256(1–4):49-64.
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A. & DILLENBURG, S.R. 2010. **Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil**. *Geomorphology* 117:14-32.
- MARTINS, E. M.; OLIVEIRA, J. F.; BITENCOURT, V. J. B.; SCARELLI, F. M.; BIANCINI da SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C. & BARBOZA, E.G. 2014. **Comportamento Evolutivo da Barreira Costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna/SC**. *Gravel (Porto Alegre)*

12:109-118.

- MARTINS, E.M.; GRUBER, N.S.; BARBOZA, E.G.; CRISTIANO, S.C.; PRESTES, L.D.; MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.; ROCKETT, G.; OLIVEIRA, J.F.; OLIVEIRA, R.M.; FRANCHINI, R.; BITENCOURT, V.J.B.; WATANABE, T.; LEAL, R.; BRAGA, R.B.; FONTES, J.L.B.; WATANABE, D.; VIANNA, N.; FERREIRA, B. FAGUNDES, M.R.; VILELLA, M.M.; ESTEVES, T. & AZARIAS, P.C. 2018. **Subsídios para o planejamento estratégico costeiro do município de Jaguaruna, Santa Catarina.** Desenvolvimento e Meio Ambiente (UFPR) 44:267-289.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977. **Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences.** *In:* Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 16, 117-123 p.
- NEAL, A. 2004. **Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress.** Earth-Science Reviews 66(3-4):261-330.
- NIMER, E. 1977. **Clima.** *In:* BRASIL, Geografia do Brasil: Região Nordeste. Rio de Janeiro: IBGE, 47-84 p.
- NICOLODI, J.L.; CALLIARI, L.J.; TOLDO, E.E.; FIGUEIREDO, S.A. & MACHADO, V.C. 2018. **Rio Grande do Sul.** *In:* Muehe, D. (Ed.), Panorama da Erosão Costeira no Brasil, MMA, Brasília, 690-760 p.
- OLIVEIRA, J. F.; BARBOZA, E.G.; MARTINS, E.M. & SCARELLI, F.M. 2019. **Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management.** Journal of South American Earth Sciences 96:102358
- OOST, A.P.; HOEKSTRA, P.; WIERSMA, A.; FLEMMING, B.; LAMMERTS, E.J.; PERJUP, M.; HOFSTEDE, J.; VAN DER VALK, B.; KIDEN, P.; BARTHOLDY, J.; VAN DER BERG, M.W.; VOS, P.C.; VRIES, S. & WANG, Z.B. 2012. **Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future.** Ocean & Coastal Management 68:18-38.
- OTVOS, E.J. 1970. **Development and Migration of Barrier Islands, Northern Gulf of Mexico.** Geological Society of America Bulletin 81(1):241-246.
- PEEL, M.C.; FINLAYSON, B.L. & MCMAHON, T.A. 2007. **Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification.** Hydrology and Earth System Sciences 11:1633-1644.
- PORTZ, L.C.; MANZOLLI, R.P.; GRUBER, N.L.S. & CORRÊA, I.C.S. 2010. **Turismo e degradação na orla do Rio Grande do Sul: conflitos e gerenciamento.** Desenvolvimento e Meio Ambiente (UFPR) 22:153-166.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. **Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework.** *In:* Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes — An Integrated Approach, Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 110-124 p.
- PUHL, P.R. & DILLENBURG, S.R. 2018. **Controles no desenvolvimento dos campos transgressivos de dunas da barreira costeira holocênica, litoral norte do Rio Grande do Sul.** Pesquisas em Geociências (online) 45:e0652.
- ROCKETT, G.C.; TELLES, P.; BARBOZA, E.G.; GRUBER, N.L.S. & SIMAO, C.E. 2017. **Análise espaço-temporal dos ventos no extremo norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil.** Pesquisas em Geociências (online) 44:203-219.
- ROMEY, M.A.R.; FONTOURA, J.A. & MELO, E. 2015. **Typical Scenarios of Wave Regimes off Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** Journal of Coastal Research 299(1):61-68.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2011. **The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: A cyclostratigraphic analysis.** Journal of Coastal Research SI 64:686-690.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2017. **High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall.** Brazilian Journal of Geology 47(2):183-207.
- ROY, P.S.; COWELL, M.A.; FERLAND, M.A. & THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts.** *In:* Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution — Late Quaternary Shoreline

Morphodynamics, Cambridge, Cambridge University Press, 121-186 p.

- STICA, J.M.; ZALÁN, P.V. & FERRARI, A.L. 2014. **The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic**. *Marine and Petroleum Geology* 50:1-21.
- STIVE, M.J.F.; AARNINKHOF, S.G.J.; HAMM, L.; HANSON, H.; LARSON, M.; WIJNBERG, K.M.; NICHOLLS, R.J. & CAPOBIANCO, M. 2002. **Variability of shore and shoreline evolution**. *Coastal Engineering* 47:211-235.
- STRAUCH, J.C.; CUCHIARA, D.C.; TOLDO, E.E. & ALMEIDA, L.E.S.B. 2009. **O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul**. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* 14(4):29-37.
- SWIFT, D.J.P. 1968. **Coastal Erosion and Transgressive Stratigraphy**. *The Journal of Geology* 76(4):444-456.
- SWIFT D.J.P. & THORNE J.A. 1991. **Sedimentation on continental margins, I: a general model for continental shelf sedimentation**. *In*: Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman R.W. & Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 3-31 p.
- TOLDO, E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.B.; MARTINS, R.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993. **Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):27-32.
- TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; NICOLODI, J.L. & MARTINS, L.R. 2005. **Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul**. *GRAVEL (Porto Alegre)* 3:31-38.
- TOLDO, E.E.; NICOLODI, J.L.; ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S. 2006. **Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport**. *Journal of Coastal Research* SI 39:390-394.
- TOMAZELLI, L.J. 1993. **O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):18-26.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. **Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 19(1):3-12.
- TZANIS, A. 2010. **matGPR Release 2: A freeware MATLAB® package for the analysis & interpretation of common and single offset GPR data**. *FastTimes* 15(1):17-43.
- VAIL, P.R. 1987. **Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure**. *In*: Bally, A.W. (Ed.), *AAPG Studies in Geology* 27(1), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, 1-10 p.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. **Geologia Costeira do Rio Grande do Sul**. *Notas Técnicas* 8, CECO, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 45 p.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, 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 America and Antarctic Peninsula*, A. A. Balkema, Rotterdam 4, 79-97 p.
- WATANABE, D.S.Z. 2019. **Comportamento evolutivo em subsuperfície da barreira holocênica no litoral norte do Rio Grande do Sul: registros progradacionais, retrogradacionais e transicionais**. *Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 101 p.
- WESCHENFELDER, J.; BAITELLI, R.; CORRÊA, I.C.S.; BORTOLIN, E.C. & SANTOS-FISCHER, C.B. 2014. **Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone**. *Journal of South American Earth Sciences* 55:83-93.

CAPÍTULO 5

5. Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil

Volney Junior Borges de Bitencourt; Sergio Rebello Dillenburg; Rogerio Portantiolo Manzolli & Eduardo Guimarães Barboza

Abstract

The evolution and behavior of coastal barriers are controlled by several allogenic and autogenic factors. Some of these factors may be more deterministic than others. In this study, the GEOMBEST morphostratigraphic model is used to evaluate the degree of influence of both the substrate slope and the long-term sedimentary balance on the evolution of an extensive lagoon-barrier system during the mid and late Holocene in the middle littoral of Rio Grande do Sul state (Southern Brazil). There is a coexistence of barriers with regressive, transgressive and stationary behavior along the study area's coast (>200 km). The modern configuration of the Holocene system (shoreline position and the lagoon-barrier width) was reproduced through the variability of two factors: the substrate slope (which defines the horizontal and vertical distance that the barrier will translate) and the sedimentary balance (which controls the evolution of the barrier when sea level oscillates slowly). The substrate slope of the middle littoral, between 0.021° and 0.149° , determined the cross-shore position of the shoreline, and the sedimentary balance (estimated between -8 to $+4.5$ $\text{m}^3/\text{m}/\text{a}$) allowed establishing the type of barrier behavior. Thus, substrate slope exerts both direct and indirect control on coastal evolution. According to sensitivity analyzes, a small variation in the slope of the substrate, in the order of 0.001° , can increase the resulting barrier translation by more than 150 m, considering a 1-m rise in sea level over a 100-year interval.

Key-Words: Coastal Evolution; Morphological-behavior model; Substrate Slope; Sediment Budget.

5.1. Introduction

Several factors control the evolution of coastal barriers. Sea level oscillations, substrate characteristics, sediment budget and waves are the main factors, while tides and winds usually play a secondary role (Hesp & Short, 1999). Interactions between multiple controls (allogenic and autogenic) will result in a broad spectrum of barrier types, with progradational/regressive, aggradational/stationary or retrogradational/transgressive stratigraphy (Roy *et al.*, 1994; Dillenburg & Hesp, 2009).

A great part of the modern coastal barriers were formed after the end of the Last Glacial Maximum (LGM) at 18 ka ago, and migrated as a result of relative sea level (RSL) rise from -120/130 m isobaths to present levels during the Post-Glacial Marine Transgression (PMT) (Roy *et al.*, 1994). Figure 5.1 exemplifies this model for the far south of Brazil, using the RSL curve between 18 ka to 6 ka (Corrêa, 1996), and the RSL envelope of Angulo *et al.* (2006) between 6 ka to the present time. On the littoral of Rio Grande do Sul (RS), geophysical, sedimentological and geochronological data confirm the RSL maximum at approximately 5.6 ka (2 m altitude), with a gentle drop to achieve the current level (Dillenburg *et al.*, 2017).

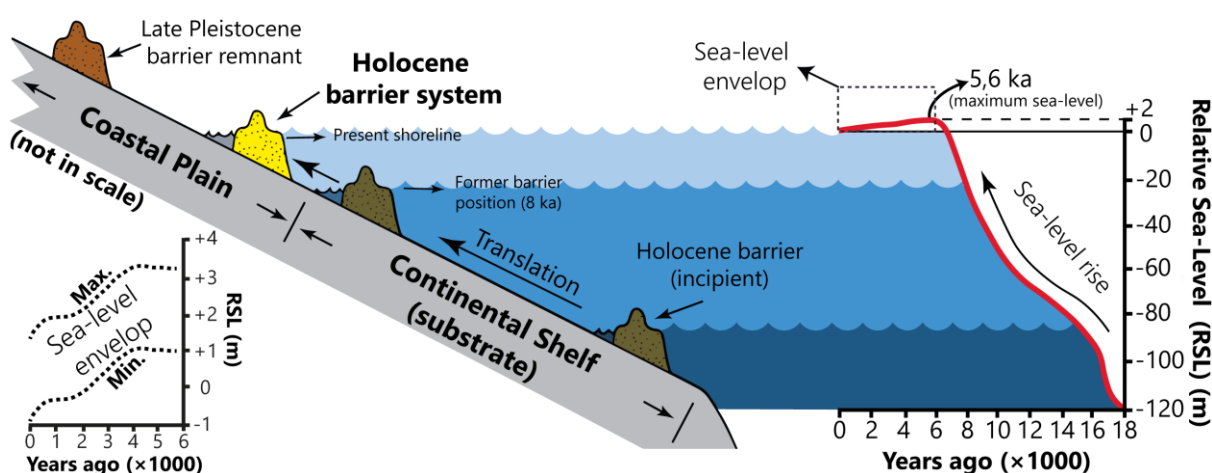


Figure 5.1. General model of barrier translation towards the mainland over a gentle substrate (current continental shelf) in response to a RSL rise (Roy *et al.*, 1994). Model adapted with the sea level curve between 18 ka and 6 ka (Corrêa, 1996) and the sea level envelope between 6 ka to the present day (Angulo *et al.*, 2006). In extreme southern Brazil, the RSL has dropped about 2 m in the last 6 ka (Dillenburg *et al.*, 2017). Modified from Schwab *et al.* (2009).

The substrate, which corresponds to the surface on which the barrier translated during PMT (Figure 5.1), can exert critical control due to variations in its slope (Belknap & Kraft, 1985; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000; Murray & Moore, 2018). This slope can be inferred from the surface of the continental shelf, since this shelf have an autochthonous regime (*sensu* Swift, 1976) (due to the almost total absence of river discharges), have their surfaces little changed after the end of the PMT.

Coastal barriers develop on substrates with gradients from 0.02° (~1:2500 or 0.04%) to 0.8° (~1:70 or 1.4%), with an optimum of 0.1° (~1:575 or 0.17%) (Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000). The slope of the substrate will define the accommodation space and the amount of available sediment (substrate area that will be reworked) for the formation of the barrier and the lagoon body in its rear and, consequently, will determine the width of this lagoon-barrier system (Storms & Swift,

2003). In addition, alongshore variation in substrate slope values, even minimal (in the order of minutes of degree), can establish important wave energy gradients in the littoral. These gradients create sections of erosion or accretion along the coast (Martinho *et al.*, 2009).

Dillenburg *et al.* (2000) used the STM - Shoreface Translation Model (Cowell *et al.*, 1992; Roy *et al.*, 1994) to examine the large-scale influence of the continental shelf (considered as geological inheritance/antecedent topography of the substrate) on the Holocene coastal evolution of RS. With the modeling, the authors were able to reconstruct the modern physiography of the RS shoreline and demonstrated the importance of substrate slope in defining the evolutionary behaviors of coastal barriers. Figueiredo (2013), Figueiredo & Cowell (2016), Figueiredo *et al.* (2018), Olsen *et al.* (2018) and Forgiarini *et al.* (2019) used a variation of the STM called DRanSTM - Dilating Random Shoreface Translation Model (Cowell *et al.*, 2006) to evaluate the control of geomorphological and oceanographic factors in the shoreline of the RS Holocene barrier, testing their responses from different sea level rise scenarios derived from climatic changes. The application of behavior-oriented models in the Holocene barrier of RS is still recent and little explored, especially in the study of large-scale and long-term factors controlling their evolution and formation.

The variability in the nature of the Holocene barrier along the middle littoral of RS, which includes segments with progradational, aggradational and retrogradational behaviors (in an extension of about 250 km) occurs basically because of different substrate gradient values (Dillenburg *et al.*, 2000). This alternation makes the middle littoral an ideal stretch to examine in detail the influence of the substrate slope (and associated long-term sedimentary balance) on the evolutionary differentiation of such Holocene barrier.

In this study we apply the morphostratigraphic behavior model GEOMBEST - Geomorphic Model of Barrier, Estuarine, and Shoreface Translations (Stolper *et al.*, 2005; Moore *et al.*, 2010) to test the degree of modification of the Holocene barrier induced from the different substrate slope values (continental shelf) and different sediment inflow rates. GEOMBEST allows us to infer the major conditions that lead to the different behaviors of the Holocene barrier of the middle littoral of RS during the mid and late Holocene, through the construction of scenarios with different input variables.

5.2. Study Area

The littoral of RS has a wide (>100 km) and shallow (<150 m) continental shelf, with an average slope of 0.055° (Dillenburg *et al.*, 2000). It is an autochthonous continental shelf type (Swift, 1976), that is, it does not currently receive sand sedimentary input, since most of the mainland's eroded sediments are trapped in the lagoon bodies of Rio Grande do Sul's Coastal Plain (RSCP) (Tomazelli *et al.*, 2000). It is a sand-rich continental shelf reworked by the PMT, dominated by the accommodation space (Swift & Thorne, 1991) and with evidence of some paleochannels (Weschenfelder *et al.*, 2010). The coastal plain presents the sedimentary record of four coastal barrier systems (I, II and III - Pleistocene, and IV - Holocene) (Villwock *et al.*, 1986).

The Holocene barrier is continuous from La Coronilla/Uruguay to Cape Santa Marta/Santa Catarina, with about 750 km of extension, being one of the longest, uninterrupted coastal barriers in the world, with only seven permanent inlets (river/lagoon discharges). This barrier evolved asynchronously along the mid and late Holocene. Aggradational and retrogradational evolutionary behaviors are associated with large-scale shoreline projections (protruding shoreline), while progradational barriers occur in large shoreline reentrances (embayments) (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg *et al.*, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014).

The middle littoral of RS, between São José do Norte and Cidreira, comprises a stretch of Holocene barrier that exhibits alternation of behavior (progradational, aggradational and retrogradational) over a length of 250 km (Figure 5.2). This behavior differentiation is mostly due to spatial variations in substrate slope (continental shelf) and longitudinal sediment transport (LST) gradients along the coast (Dillenburg *et al.*, 2000; Martinho *et al.*, 2009).

The middle littoral has no permanent inlets and the Holocene barrier exhibits considerable variability in width (~1 to 8 km) and altitude (2 to 15 m). Thus, this is a stretch very conducive to the analysis of the influence of the substrate on coastal evolution. The continental boundary of the Holocene lagoon-barrier system (landward limit) is represented by contact with Barrier III (± 125 ka) (black line in Figure 5.2). In most areas, this contact is covered by transgressive aeolian deposits (Martinho *et al.*, 2010).

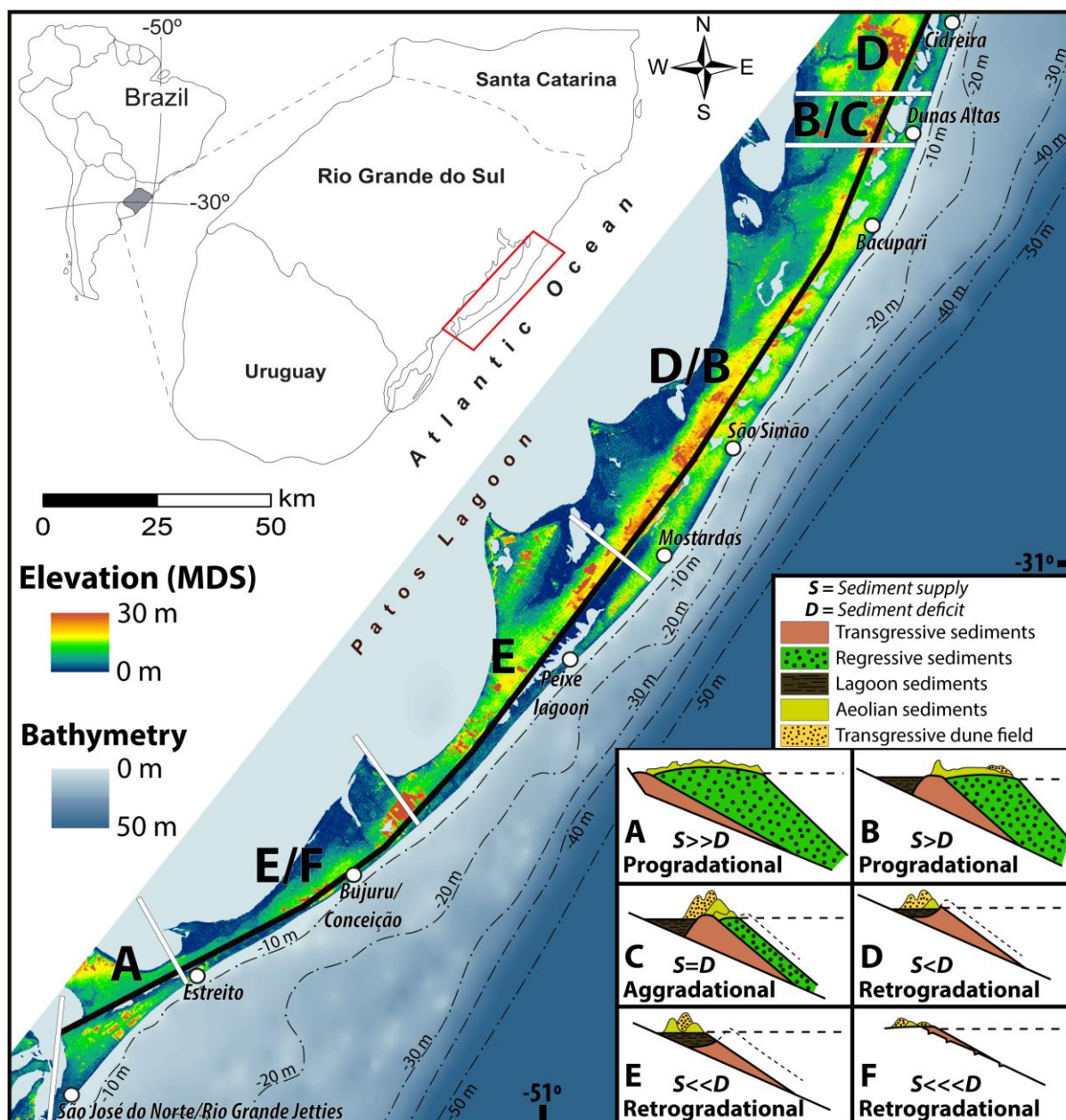


Figure 5.2. Littoral stretch of RS showing elevation (ALOS World 3D), bathymetry (GEBCO 2019) and morphostratigraphic variability of the Holocene barrier (table on the right side) based (with modifications) on Dillenburg *et al.* (2000) and Martinho *et al.* (2009). The basic types of barriers (progradational, aggradational and retrogradational) may exhibit various configurations (morphologies) according to the relationship of sediment supply versus sediment deficit in the long-term ($10^2 - 10^3$ years). The black line marks the contact between Holocene (IV) and Pleistocene (III) barriers.

The astronomical tide is semidiurnal with an average amplitude of 0.3 m. Sub-tidal oscillations and meteorological tides are common and may raise the water level by more than one meter (Andrade *et al.*, 2018). The predominant wave climate direction is 160° (SE), followed in order of importance by 100° (E) direction waves. These waves exhibit average heights between 1 and 1.50 m, with periods between 6 and 14 s (Romeu *et al.*, 2015; Cecílio & Dillenburg 2019). Along the wave breaker line there is a variation of more than 60% of wave heights in the littoral of RS (Dillenburg *et al.*, 2009). Sediment transport and deposition along the coast are

determined by wave action, which produces a net northern sediment drift (Tomazelli & Villwock, 1992; Toldo *et al.*, 1993; da Motta *et al.*, 2015). This fact highlights the great importance of the southern quadrant waves.

The dominant wind comes from the NE and predominates in the spring and summer seasons. Secondary wind directions have W-SW directions and become more important in the fall and winter seasons (Tomazelli, 1993). Large-scale climate events influence southern Brazil, altering rainfall, wind and wave patterns (Grimm *et al.*, 1998; Schossler *et al.*, 2018). These environmental changes can be recorded in sedimentary features along the RSCP, such as beach/foredune ridges (Bitencourt *et al.*, 2016, 2017; Dillenburg *et al.*, 2017; Manzolli *et al.*, 2018).

5.3. The GEOMBEST Morphostratigraphic Model

The GEOMBEST (Geomorphologic Model of Barrier, Estuarine, and Shoreface Translations) is a model of morphostratigraphic behavior developed by Stolper *et al.* (2005) and later modified by Moore *et al.* (2010), Walters *et al.* (2014), Brenner *et al.* (2015) and Lauzon *et al.* (2018). It is a two-dimensional (2D) model based on balance and mass conservation (sediment) that simulates barrier changes through changes in geometric principles over years to millennia.

The model calculates the morphological evolution of three sedimentary environments (lagoon, emerged portion of the barrier and its immersed portion - the shoreface) and in three main stratigraphic units (lagoon deposits, barrier sand body and substrate) in coastal cells transversal to the coast, through: (1) kinematic redistribution of sediment volume, (2) sea level rise rate and (3) substrate characteristics (Figure 5.3). The modeling incorporates the continental shelf to the continental boundary of the lagoon system (rear of the barrier). Thus, the model can simulate the evolution of the coastal tract (Cowell *et al.*, 2003) on a large-scale and for a long period of time (Stolper *et al.*, 2005).

In the simulation, an equilibrium profile is defined based on the modern heights of the barrier and the lagoon deposits at the rear of the barrier, and the depth of the shoreface. The GEOMBEST then attempts to maintain the shape of this profile throughout each simulation step (time steps), following the sea level behavior (Moore *et al.*, 2010). The model may not reproduce the shape of the equilibrium profile accurately if (1) there is a sedimentary deficit, (2) if the substrate is not erodible (composed of lithified rocks/sediments or with very high or very low gradient slopes) and (3) if sea level rise rate is too high. Thus, the model captures the imbalance

between the theoretical equilibrium profile and the surface of the coastal tract (Stolper *et al.*, 2005).

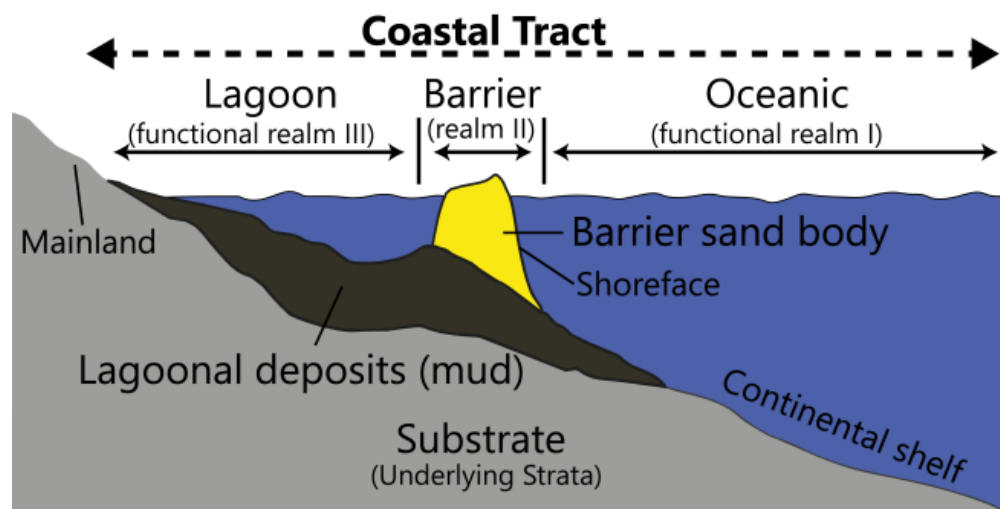


Figure 5.3. GEOMBEST simulates the coastal evolution through changes in three functional kingdoms (lagoon, barrier and oceanic) and three main stratigraphic units (lagoon deposits, barrier sand body and substrate). Modified from Stolper *et al.* (2005).

The GEOMBEST has sediment conservation rules and geometric principles similar to the Shoreface Translation Model (STM) of Cowell *et al.* (1992). The big difference between the two is that GEOMBEST can define several stratigraphic units with different erodibility index (how easily the substrate is eroded) and composition (mud/sand ratio). These physical characteristics influence the barrier morphology (equilibrium profile) at each step of the simulation (Brenner *et al.*, 2015).

5.3.1. Validation for the coast of RS

The GEOMBEST was used only on 'barrier island' type of barriers on the east coast of the USA (Stolper *et al.*, 2005; Moore *et al.*, 2010; Walters *et al.*, 2014; Brenner *et al.*, 2015; Lauzon *et al.*, 2018). To verify the applicability of the model to the Holocene barrier of RS, test simulations were performed on a widely studied stretch, the barrier at Cassino beach (-32.13° S Lat./ -52.20° S Long.), situated a little to the south of the study area (just after the Rio Grande Jetties), which has a database with well-defined sedimentological, geophysical and chronological controls (Dillenburg *et al.*, 2017) (Figure 5.4-A).

To reproduce the evolution of the mid and late Holocene of the Holocene barrier in Cassino, a substrate slope that corresponds to the continental shelf bathymetry was chosen, following the methodology of Dillenburg *et al.* (2000). This substrate, which corresponds to an old exposed coastal plain (with the lowest sea level), has an average slope of 0.021° . Sea-level behavior during the mid and late

Holocene was extracted from Corrêa (1996) and Angulo *et al.* (2006) (Figure 5.1). The equilibrium profile (beach and shoreface profile) was based on the geological section of Dillenburg *et al.* (2017), associated with bathymetric profiles from Corrêa (1996), identifying the extension of the shoreface by changes in the inclination of the profile, according to the method of Everts (1978). Thus, it is assumed that this equilibrium profile, which encompasses the emerged and submerged part of the barrier, is maintained throughout the evolutionary history.

The simulation was performed for the last 8 ka (Figure 5.4-B), in which the Holocene barrier ocean beach (still incipient) was located about 40 km seawards from the current coastline, and at -20 m in relation to the current RSL. The last 8 ka were simulated with 160 time steps of 50 years each. The RSL during the simulation was raised at high rates (rate values) from 8 to 5.6 ka, simulating the last major ocean water discharge called meltwater pulse 1C (Gornitz, 2013). After the highest sea level at 5.6 ka (with the RSL positioned at +2 m), the RSL dropped to the present level (considered here as level zero) at low rates (Dillenburg *et al.*, 2017).

The translation of the barrier towards the mainland reworks the superficial portion of the substrate (dashed line in Figure 5.4-B) and lagoon deposits. In the simulation, the total RSL variation was 24 m between transgression and marine regression (-20 to +2 m between 8 to 5.6 ka, and +2 to 0 between 5.6 and 0 ka).

The GEOMBEST simulation shows that the incipient barrier engages in the high Pleistocene (Barrier III) before the Holocene maximum (5.6 ka), not allowing the preservation of lagoon deposits due to the substrate gradient (Figure 5.4-C). A sudden slope change of the Pleistocene substrate was suggested by Dillenburg *et al.* (2000) to explain the absence of lagoon deposits in the rear of this barrier. Dillenburg *et al.* (2017) through lithological and geophysical data confirmed this hypothesis. Moreover, for the last 6 ka, the current Cassino barrier configuration is only possible from an exogenous sediment increment of about 35 m³/m/a. This value corroborates the value found by Dillenburg *et al.* (2000), who estimated that an additional sediment volume of 29 to 39 m³/m/a would be required for achieve the Cassino barrier progradation.

Figure 5.4-D shows the variation of barrier shoreline displacement over time. The retrogradational phase has high migration rates (27.5 m/a), while the progradational-aggradational and progradational-degradational phases have much lower migration rates (2.5-3 m/a). Overall, the GEOMBEST allowed us to infer the

macro-conditions of coastal evolution for the littoral of RS, since the model reproduced (Figure 5.4-C) the behavior observed in the geological section (Figure 5.4-A) with a good degree of similarity.

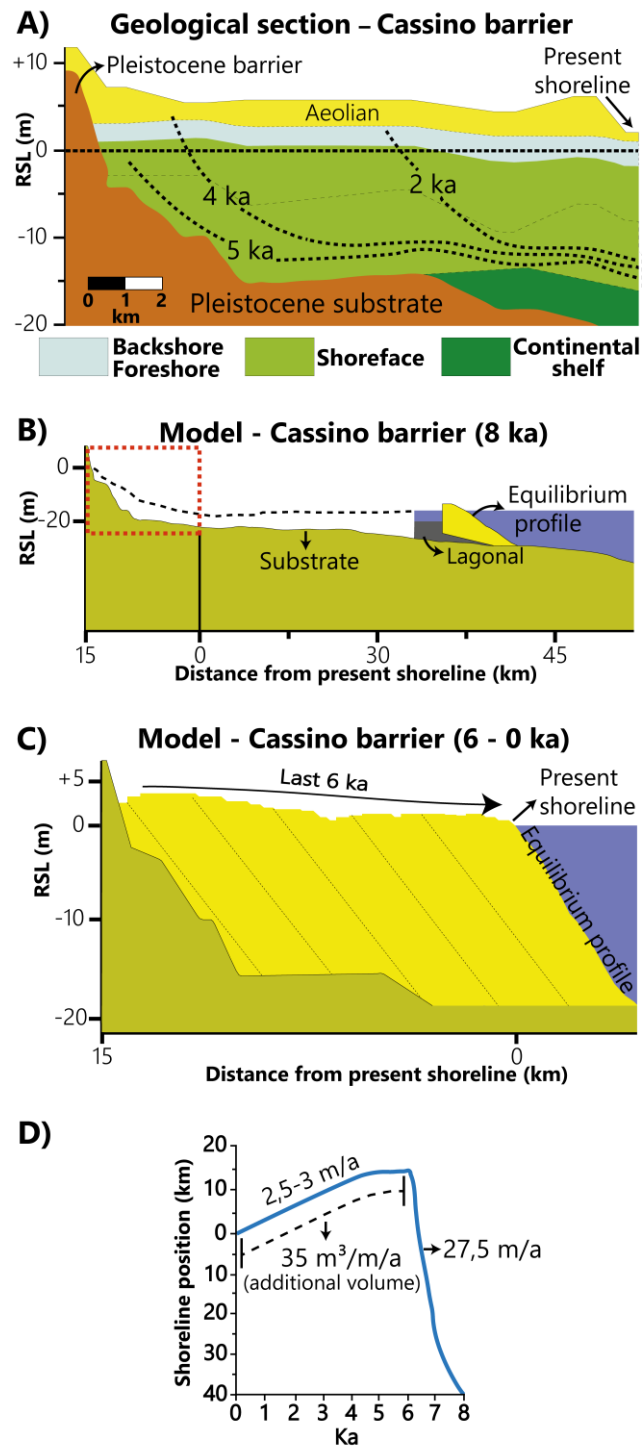


Figure 5.4. (A) Geological section of the Cassino barrier (modified from Dillenburg *et al.*, 2017). (B) Beginning of the simulation with the incipient barrier positioned 40 km away (from the current shoreline) with sea level at -20 m. The red rectangle shows the area where the barrier developed (progradational phase) along the mid and late Holocene. The dashed line marks the portion of the substrate that will be eroded and reworked with the barrier retrogradation. (C) According to GEOMBEST, the last 6 ka of evolutionary history required a sediment increment from external sources of 35 m³/m/a. (D) The displacement of the shoreline over the last 8 ka occurred at different rates (27.5 m/a in the retrogradational phase and 2.3-3 m/a in the progradational phases).

5.3.2. Input data and configuration of the simulations

To analyze the influence of the Holocene barrier substrate on the evolutionary history of the middle littoral, several studies were consulted in order to establish the initial conditions of the simulations with the GEOMBEST. Table 5.1 shows the model input data and its sources. These values are considered average values of the variables acting along the mid and late Holocene. Thus, from the initial conditions and with some generalizations, the GEOMBEST is applied here to evaluate: (1) the influence of substrate slope and (2) the role of sediment balance to reproduce the barrier migration from the isobath of 30 m to its current position.

Table 5.1. Model input variables and data source used in the simulations.

Variable	Values	Source
Initial position	30 m isobath	30 m isobath
Substrate slope	0.021° – 0.149°	Nautical charts and GEBCO
RSL behavior	- 30 m to +2 m (9 – 5.6 ka)	Corrêa (1996)
	+2 m to 0 m (5.6 – 0 ka)	Angulo <i>et al.</i> (2006)
Base of the shoreface	15 m	GEBCO
Sand ratio	100%	—
Exogenous sand rate	-8 to 4.5 m ³ /m/a	—
Lagoonal sedimentation rate (mud)	1.18 mm/a	Arejano (2006)
Erodibility index	100%	—
Barrier system width	1 to 8 km	Google Earth [®]

5.3.2.1. Barrier and substrate morphology

A total of 50 profiles, equidistant in 5 km apart from each other (Figure 5.5), were made between São José do Norte and Cidreira to extract:

- (1) slope of the continental shelf (considered as the substrate few modified upon which the barrier migrated) (Brazilian Navy nautical charts and The General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO 2019);
- (2) geometry of the shoreface and its extension (equilibrium profiles) (GEBCO 2019);
- (3) barrier morphology (including the presence or absence of lagoon deposits in its rear) (MDS ALOS WORLD 3D and Google Earth[®]).

Middle littoral stretches were divided based on similarity of barrier morphology, shoreline orientation and average substrate value. Thus, a total of six

coastal tracts were used in the GEOMBEST simulations (Figure 5.5).

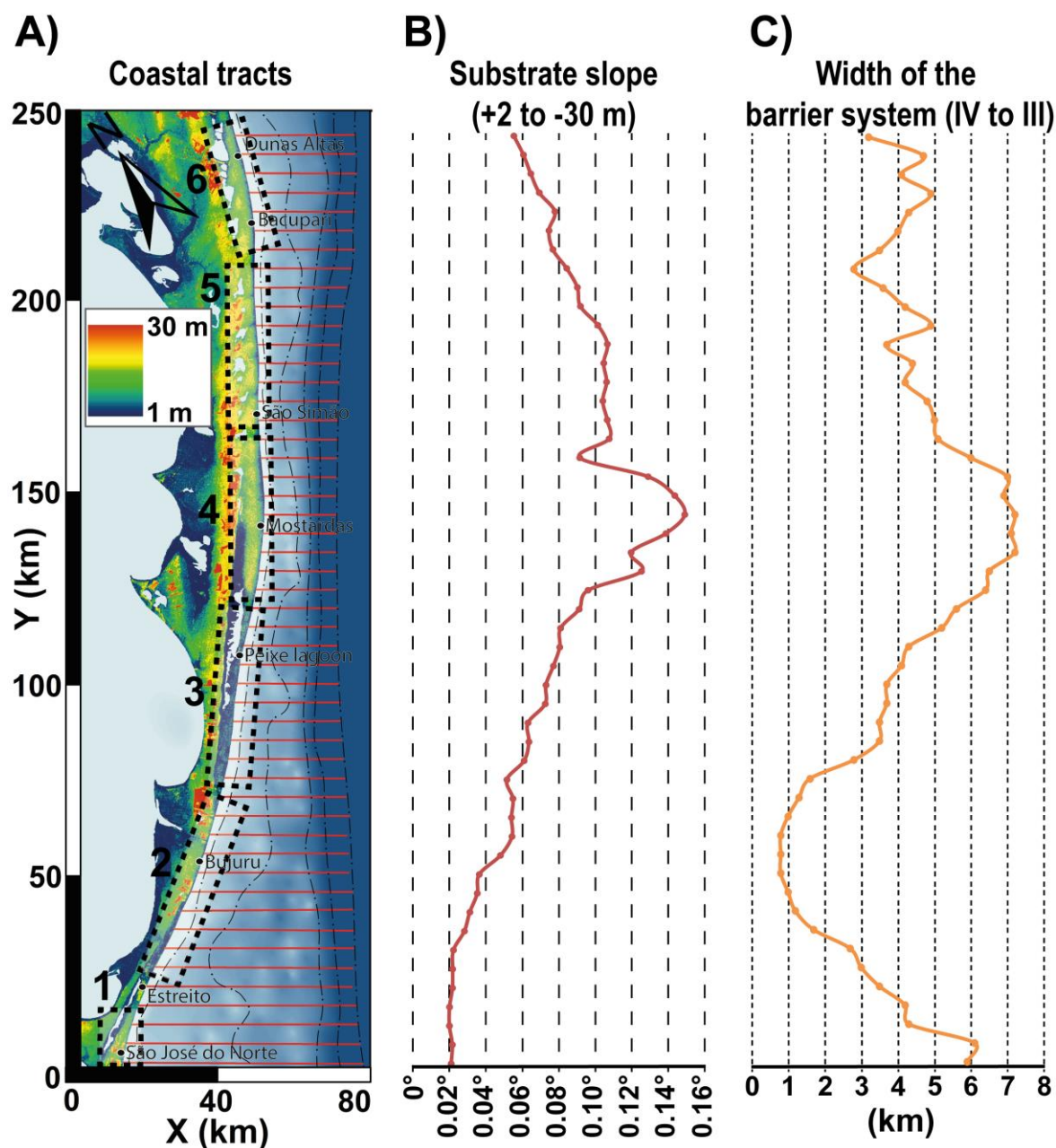


Figure 5.5. (A) Coastal tracts (1 to 6) constructed for the simulations in the GEOMBEST. The dotted dashed lines mark the 10, 20, 30, 40 and 50 m depth isobaths and the red lines, perpendicular to the shoreline, mark the profiles every 5 km, from which the slope of the continental shelf (substrate), and the width of the barrier were extracted. (B) Spatial variability of substrate slope along the coast (between +2 to -30 m according to RSL). (C) Width of the Holocene system encompassing the barrier and its adjacent lagoon (present coastline to the continental boundary with Barrier III, see Figure 5.2).

The study of Abreu & Calliari (2005) was used to estimate the thickness of the sedimentary package over the substrate, that is, the amount of in situ sediments that can be reworked for barrier formation. Thus, sediment thickness was evaluated at 5 m. Overall, the substrate (continental shelf) was considered relatively flat and regular (Kowsmann *et al.*, 1977; Dillenburg *et al.*, 2000; Martins *et al.*, 2003).

GPR (Ground Penetrating Radar) data and previous works (Dillenburg *et al.*,

2004, 2009; Arejano, 2006; Martinho *et al.*, 2009; Barboza *et al.*, 2018) allowed to estimate the slope of the substrate under the barrier in the modern position (current) and the stacking pattern. The simple linear regression technique was used to fill the gaps from depths of 15 m (barrier's seaward extension – base of the shoreface) to altitudes of +2 (landward boundary – contact with Barrier III). That is, the substrate under the current Holocene system (barrier + lagoon) is the continuity of the continental shelf.

The 30, 40 and 50 m isobaths exhibit relative straightness (Figure 5.5), with little distance variability between them. This suggests that the shoreline of the coastal barrier with the RSL at -30 m was uniform, without the presence of large-scale projections and embayments present in the current coastal configuration. Moreover, it can be assumed that the extension of the shoreface was constant. Thus, the 30 m isobath was chosen as the initial condition (situation) for the simulations.

5.3.2.2. Sedimentary budget and sea level behavior

Sediment balance is critical and crucial for the formation of coastal barriers. For the simulations of late Holocene evolution of the middle littoral (last 6 ka), the sediment volume was estimated between -8 to +4.5 m³/m/a (values calibrated for the coast of RS). This exogenous sedimentation is composed by the gains and/or losses of the sum of the LST together with the transversal sediment transport (TST).

The study by Arejano (2006) in the vicinity of Peixe lagoon was used to evaluate the deposition rate of lagoon bottom deposits (muddy), which was estimated at 1.18 mm/a. These values corroborate the long-term lagoon sedimentation of Patos lagoon, used in the simulations with the STM by Dillenburg *et al.* (2000). Simulations were also performed with smaller (0.50 mm/a and 0.75 mm/a) and larger (1.50 mm/a) rates.

The simulations were performed in two stages: (1) between 9 and 5.6 ka, with the sea rising from -30 to +2 m of altitude and (2) between 5.6 and 0 ka, with sea level falling from +2 to 0 m (considered here as the current level). The later was divided into two parts (5.6 to 1 ka and 1 ka to present time) in order to establish different sediment budget in the tracts 4, 5 and 6. The sea level curve was extracted from Corrêa (1996) for the period between 9 and 6 ka and from Angulo *et al.* (2006) for 6 to 0 ka (see Figure 5.1). The RSL maximum occurred at 5.6 ka BP and reached an altitude of 2 m above current level (Dillenburg *et al.*, 2017).

5.4. Results

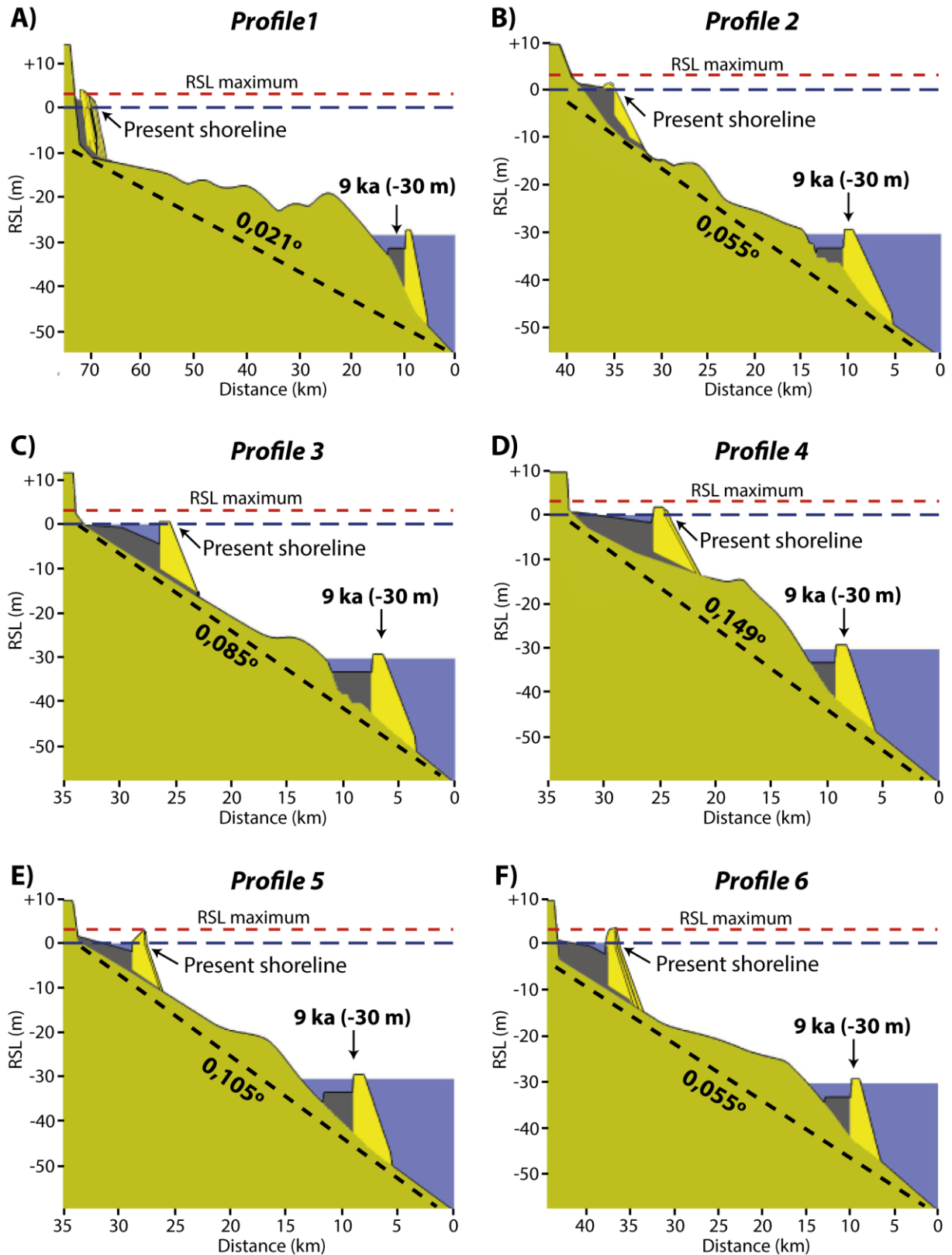


Figure 5.6. Simulation results for the six profiles (coastal tracts) along the middle littoral (see location of the tracts in Figure 5.5). These profiles represent average values for different coastal tracts identified in the study area (note the different scales of each profile).

Figure 5.6 shows the result of the simulations for the six coastal tracts defined for the middle littoral (Figure 5.5). The initial position (9 ka, -30 m shoreline) and the final position (current shoreline) were placed in the same image for ease of interpretation. The current configuration of the Holocene system (shoreline position and lagoon-barrier system width) has been relatively reproduced through the variability of two factors: the substrate slope (which will define the horizontal and vertical distance that the barrier will translate) and the sedimentary balance (which will control the evolution of the barrier when sea level oscillates slowly - stillstand). The rate of RSL rise was maintained constant for all tracts, as well as the extension of the shoreface. In some tracts, the initial 9 ka barrier morphology was not completely reproduced at the end of the simulations, which may indicate a sedimentary imbalance (loss of barrier volume). The following will describe and interpret the results of the tracts in Figure 5.6:

Profile 1 (coastal tract 1): At the maximum sea level (RSL 2 m above current level at 5.6 ka), the barrier at the northern end of the Patos lagoon ceases its translation towards the mainland (migration of about 53 km, with 15 m/a of retrogradation/migration rate). The average slope of the substrate was 0.021° (the lowest of the middle littoral). The developed lagoon deposits (lagoon body) were relatively narrow (<3 km) compared to the other profiles. For the barrier's progradation of about 2.5 km and reach the modern shoreline position, a sediment increment (additional volume) of $+4.5 \text{ m}^3/\text{m/a}$ over the last 5.6 ka (RSL falling from 2 to 0 m) was required, resulting at an average progradation rate of 0.45 m/a. In a way, this tract is the continuity of the Cassino barrier (Dillenburg *et al.*, 2017).

Profile 2 (coastal tract 2): This tract, which represents the northern Estreito and Bujuru, dislocated 22.3 km with increasing RSL (between 9 and 5.6 ka) on a 0.055° substrate (6.5 m/a of translation rate). After the RSL peak (RSL falling from +2 to 0 over the last 5.6 ka), it was necessary to impose a sediment deficit of $-8 \text{ m}^3/\text{m/a}$ for the barrier to dislocate an additional 2.7 km (to the modern position), at a retrogradation rate of 0.48 m/a. Therefore, a total displacement of about 25 km occurred. For the mud deposits to be located at a higher altitude (above current sea level), as is modernly observed in Bujuru (lagoon mud outcrop in the foreshore zone), the lagoon sedimentation rate was increased from 1.18 to 1.50 mm/a. Due to the sedimentary deficit between 5.6 and 0 ka, the barrier presented a loss of volume.

Profile 3 (coastal tract 3): This tract, located in the vicinity of Peixe lagoon,

has a 35% more sloped substrate than the profile 2 substrate (0.055° to 0.083°). In the first stage of the simulation (9 to 5.6 ka), the barrier translated about 15 km (4.5 m/a), with full control of the RSL elevation. For the shoreline to reach the current position, and also for the Holocene system (barrier + lagoon) to have a similar width to the current one, it was necessary to impose a sedimentary deficit of $-5 \text{ m}^3/\text{m/a}$ (negative balance with RSL falling 2 m between 5.6 to 0 ka), which caused a further retrogradation of 1.5 km (0.26 m/a rate). Therefore, the total displacement was 16.5 km, controlled in the first phase (9 to 5.6 ka) by the high sea level rise rate and later (5.6 to 0 ka) by the negative sediment balance.

Profile 4 (coastal tract 4): This profile, in the vicinity of Mostardas, has the least spaced isobaths and closest to the current coastline of the entire RS littoral. The average slope of the substrate in this tract is 0.149° , the highest of the middle littoral. According to GPR data (Bitencourt *et al.*, 2019 – *under review*), this stretch shows a recent progradation of approximately 230 m. During the rise of the RSL (-30 to $+2 \text{ m}$), the barrier retrograded 13.5 km (3.97 m/a). In the second stage of the simulation (5.6 to 1 ka), the negative sediment balance, in the order of $-2.1 \text{ m}^3/\text{m/a}$, made the barrier retrograde another 0.9 km (0.16 m/a); totaling 14.4 km of retrogradation. In order to reproduce the progradation of 230 m in the last 1 ka, an additional volume of $+0.5 \text{ m}^3/\text{m/a}$ was necessary (0.23 m/a).

Profile 5 (coastal tract 5): The substrate slope in the simulation of this profile was 0.105° , that is, 30% less sloped than tract 4. For this tract, the region of São Simão was used for the simulations. According to GPR data, this area exhibits a recent progradation of 280 m (Bitencourt *et al.*, 2019 – *under review*). Even so, the shoreline displacement pattern was very similar to tract 3 in the first stage of the simulation, with 13.6 km of translation (9 to 5.6 ka), that is, a retrogradation rate of 4 m/a . The RSL fall period (5.6 to 0 ka) had two antagonistic sedimentation rates: between 5.6 to 1 ka with rates of 0.14 m/a , there was a retrogradation of 0.65 km by removing $-1.3 \text{ m}^3/\text{m/a}$ sediment; and in the last 1 ka there has been progradation of 0.28 km with the additional volume of $+0.7 \text{ m}^3/\text{m/a}$ (progradation of 0.28 m/a). Important to mention here that the age of 1 ka, that marks the change from a retrogradational to a progradational behavior of the barrier is an assumption that we consider very reasonable taking into account the present average width of the Holocene barrier (5-6 km) formed in the last 7-6 ka (Dillenburg *et al.*, 2009). With these values, the current position of the shoreline and the width of the Holocene

system (barrier + lagoon) was reproduced.

Profile 6 (coastal tract 6): The barrier in this profile translated 22.5 km (6.4 m/a) with 32 m elevation of the RSL (-30 to +2 m, between 9 to 5.6 ka). The Bacupari region was used to simulate this tract. GPR data (Bitencourt *et al.*, 2019 – *under review*) indicate a progradation on the order of 1800 m. After the RSL maximum, the barrier showed 0.8 km of retrogradation (0.17 m/a) due to a deficit of -1.2 m³/m/a between 5.6 to 1 ka. In the last 1 ka, the progradation indicated by GPR (1800 m) occurred due to an increase of +4.2 m³/m/a (progradation of 1.8 m/a). As in profile 5, the simulated values corroborate the current width of the Holocene lagoon-barrier system.

5.5. Discussions

5.5.1. The role of substrate slope

The middle littoral of RS can be divided into two distinct stretches: the southern stretch (located in the northern portion of a large coastal embayment) and the northern that is characterized by a projection of the coastline. These two general stretches present a wide variation of the antecedent topography (topography prior to the PMT). The differentiated evolutionary behavior of the middle littoral Holocene barrier suggests different ratios of accommodation space versus sedimentation rate along the entire littoral, which are primarily controlled by the slope of the barrier substrate, which includes the current continental shelf. In addition, the continental shelf of the middle littoral has the highest slope of the RS coast, with an average of 0.074° (RS average is 0.055°).

In general, the substrate gradient is the most important factor in determining the behavior of the Holocene barrier and defining its geographical position on the middle littoral of RS (*e.g.* position where the barrier will anchor and develop). This influence of substrate as the primary conditioner on coastal evolution has been identified in several studies (Belknap & Kraft, 1985; Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000; Schwab *et al.* 2000; Tortora *et al.*, 2009; Brenner *et al.*, 2015). The differentiated sedimentary balance along the coast also plays an important role; although relatively minor compared to substrate influence (which is also called antecedent topography and geological inheritance). The importance of sedimentary balance is greater in periods when the RSL is oscillating at low rates, as was the case of late Holocene (last 5.6 ka) for the coast of RS (Dillenburg *et al.*, 2017). The

results of the simulations showed that, despite a 2 m drop in 5.6 ka, some coastal tracts presented a retrogradation of the Holocene barrier, so that it acquired its current geographical position.

Cowell *et al.* (1992) and Roy *et al.* (1994) observed through modeling with the STM that the barrier translation rate and the volume of recycled sediment per year are lower on steep substrates. Figure 5.5 clearly shows this in the region between Peixe lagoon and Cidreira, which has a relatively steep substrate (0.075° to 0.149°). Under this substrate condition the barrier dislocated much less in relation to the southernmost portion (Bujuru to São José do Norte), which has a substrate between 0.021° to 0.060°). This fact was observed by Dillenburg *et al.* (2000) for the coast of RS through simulations with the STM. In general, the width of the barrier, including the lagoon bodies at its rear (Holocene system as a whole), is also determined by the slope of the substrate. This is evident from the analysis of Figures 5.5 and 5.6. The width of the Holocene system showed a high statistical correlation with the substrate slope ($r=0.69$). This information corroborates the study by Brenner *et al.* (2015), who identified feedback mechanisms between the width of the backbarrier (understood here as the lagoon bodies at the rear of the barrier) and the trajectory of the barrier translation over the substrate on the east coast of the USA, through modeling with the GEOMBEST.

Simulation exercises with the GEOMBEST have established that a slight change in slope of the substrate of just 0.001° may be sufficient to increase the absolute retrogradation of the barrier by approximately 150 m, considering sea level rising 1 m in 100 years. In addition to establishing this direct control, antecedent topography has the indirect effect of defining the shoreline orientation (wave exposure) at the end of the PMT. In general, wave energy gradients and the gradients in alongshore sediment transport (LST) from shoreline curvature can cause significant long-term evolutionary changes (Dean & Yoo, 1992; Storms *et al.*, 2002; Ashton & Murray, 2006; Lauzon *et al.*, 2019). According to some studies (Dillenburg *et al.*, 2009; Martinho *et al.*, 2009), these wave energy gradients have contributed to the RS shoreline configuration and physiography since the RSL maximum occurred at 5.6 ka.

The variation of substrate slope, that is, the relation between continental shelf topography and sea level position, will define the extent of marine flooding in each stretch (e.g. amount of area remobilized by wave action) (Storms & Swift, 2003).

Along the middle littoral there is a variation of substrate slope in the order of more than seven times (0.021° to 0.149°). That is, the substrate becomes about 650% more steep in the center of the coastal projection, compared to the progradational sector in the vicinity of São José do Norte. This wide variation allows the chronocorrelated existence of barriers in several distinct evolutionary stages (Rosa *et al.*, 2017). Where the substrate is less pronounced (more gentle), a rapid barrier translation occurs, especially when RSL is varying at high rates. Barboza *et al.* (2018) identified a temporal diachronism between the RSL maximum and the maximum transgressive in the Estreito region, which indicates the complexity of the geological record of the barriers in the middle littoral stretch.

The retrogradation rates of the different stretches during the RSL rising period (-30 to +2 m), between 9 to 5.6 ka, showed some variations. Overall, the rates were decreasing from south to north (Estreito to Mostardas), following the variation of the average substrate slope. These rates corroborate the migration rates of other essentially retrogradational barrier systems (Rosati *et al.*, 2010). At the time (between 9 and 5.6 ka), with the RSL rising, the middle littoral Holocene barrier was probably narrow and segmented by a series of inlets, resembling the east coast barriers of the USA ('barrier island' type *sensu* Reinson, 1992).

5.5.2. Long-term sedimentary budget (last 5.6 ka)

The sediment deficit along the middle littoral (coastal erosion) has been observed by several authors, and is considered as a natural process on the coast of RS (Tomazelli *et al.*, 1998; Esteves *et al.*, 2002; Dillenburg *et al.*, 2004; Martinho *et al.*, 2009; da Motta *et al.*, 2015; Nicolodi *et al.*, 2018; de Oliveira *et al.*, 2019). According to the GEOMBEST modeling (Figure 5.6), since the RSL maximum (last 5.6 ka), the sedimentary deficit was responsible for the retrogradation in the following tracts: 2.7 km (0.48 m/a) in profile 2 (deficit of $-8 \text{ m}^3/\text{m/a}$) and 1.5 km (0.26 m/a) in profile 3 (deficit of $-5 \text{ m}^3/\text{m/a}$). Profile 1, which corresponds to the portion of the barrier near the mouth of Patos lagoon (São José do Norte/Rio Grande Jetties), is essentially progradational, as observed in other studies (Dillenburg *et al.*, 2000, 2009, 2017; Barboza *et al.*, 2018). This profile prograded around 2.5 km (0.45 m/a) because of a surplus (additional volume) of $4.5 \text{ m}^3/\text{m/a}$ in the last 5.6 ka. Profiles 4, 5 and 6 shows that the retrogradational trend observed in the other sections (Profiles 2 and 3) has reversed approximately in the last 1 ka. These areas show progradation of 0.23 km (due to a surplus of $+0.5 \text{ m}^3/\text{m/a}$), 0.28 km (due to a surplus of $+0.7$

m³/m/a) and 1.8 km (due to a surplus of +4.2 m³/m/a), respectively. These values suggest that barriers located on a protruding coastline may retain sediments. However, it is important to note that the spatial displacement of coastal barriers does not exhibit linear and fully predictable behavior throughout their evolutionary histories (Cooper & Pilkey, 2004). Thus, these values must be interpreted as average values over the last 5.6 ka or be considered in relative terms.

Overall, the rates from GEOMBEST simulations appear to be underestimated when compared to data measured using coastal indicators. Tomazelli *et al.* (1998) estimated an average shoreline transgression of 2.5 m/a for the Bujuru region (tract 2) between 1975 and 1995. However, it is possible that the construction of the Rio Grande Jetties (south of São José do Norte, see Figure 5.2) about 100 years ago, has accelerated the process of migration (transgression) of the barrier in Bujuru in the last decades (Toldo *et al.*, 2006; da Motta *et al.*, 2015). Other calculations of coastal erosion for Conceição Lighthouse (Bujuru) estimate it at 3.6 m/a (Barletta & Calliari, 2003). It is noteworthy that the rates simulated by GEOMBEST are for the migration of the entire barrier system, and not only for the emerged beach (foreshore zone) and the upper portion of the shoreface, which usually changes at much higher temporal frequencies than the whole underwater part of the barrier (Cowell *et al.*, 2003).

Regional scale factors, such as sudden variations in shoreline orientation (Toldo *et al.*, 2006) and wind component (Martinho *et al.*, 2008; Dillenburg *et al.*, 2013) may play an important role in the barrier behavior in the middle littoral of RS. Such factors cannot be modeled by GEOMBEST. In addition, the lagoons serve as sinks for marine-derived sediments (Swift & Thorne, 1991), and on the middle littoral they serve as sediment sinks through silting by transgressive aeolian deposits (Martinho *et al.*, 2008). Coupling GEOMBEST to some model that simulates wind transport could be interesting in future research. According to da Motta *et al.* (2015), the sediment volume of the middle littoral dune field is 4.20 billion m³. Certainly, such a volume of wind deposit, formed in the last 7-6 ka (Martinho *et al.*, 2008), is a large sink of beach barrier marine-derived sediments.

Much of the middle coast can be framed in the model presented by Lima *et al.* (2013) for southern RS, where there are two main controls for modern barrier formation: (i) RSL (when varying at high rates) and (ii) sediment budget (when RSL is varying at low rates – stillstand). What can be observed is that the magnitude of the

retrogradation rate is different along the middle littoral (Figure 5.6). In addition, the sedimentary record between Peixe lagoon and Cidreira has great complexity, recording an alternation of retrogradational and progradational phases in the barrier, which made this stretch be called stationary (Dillenburg *et al.*, 2009; Dillenburg & Barboza, 2014).

Although the evolution of a given coastal barrier is defined by several factors (Hesp & Short, 1999; Cowell *et al.*, 2003; Dillenburg & Hesp, 2009), the influence of both substrate and long-term sedimentary balance were primary factors in the evolution of the Holocene barrier and the definition of the modern position of its coastline, in the middle littoral of RS. The width of the Holocene system (coastline on the Holocene barrier to Barrier III) was reproduced with great similarity by manipulating these two primary control factors. It should be noted that these simulations are simplifications for large-scale and long-term behavior.

5.6. Conclusions

In this study were presented and discussed the results of simulations of the morphostratigraphic evolution of the Holocene barrier in the middle littoral of RS. Working in reverse, that is, producing the known real result through simulations with the GEOMBEST model, it was possible to determine the most important variables that control the differentiated evolution of the Holocene barrier in the middle littoral of RS, namely: barrier substrate slope during its migration towards the mainland and differentiated sediment balance. A slight longitudinal variation in the substrate slope, on the order of 0.001° , can increase the resultant barrier translation by more than 150 m, considering a 1-m rise in RSL over a 100-year interval.

The wave energy and longitudinal sediment transport gradients were not as expressive at the time the barrier was positioned in the 30 m isobath, 9 ka ago. For with the absence, at that time, of the current undulation of the shoreline (coastal projections alternating with embayments) the incident waves approached the coast at similar angles and suffered refraction in a bathymetric gradient with little variation.

The shoreline of the Holocene barrier on the middle littoral of RS dislocated towards the mainland from the 30 m isobath, between 65 and 15 km, respectively in São José do Norte and Mostardas, in the time interval between 9 and 5.6 ka. This is a substantial difference, equivalent to four times displacement (translation/retrogradation).

The sedimentary deficit (negative balance), considered constant between 5.6 and 0 ka, but differentiated in three out of the six coastal tracts analyzed, was responsible for the retrogradation of the barrier between 0.65 and 2.7 km, despite a lowering of 2 m of the RSL in this time interval. The northernmost tracts (4, 5 and 6) have shown progradation of 0.23, 0.28 and 1.8 km, respectively, over approximately the last 1000 years due to a sedimentary surplus.

Acknowledgments

Volney J.B. Bitencourt thanks CNPq for his doctoral scholarship (141007/2015-0). Sérgio R. Dillenburg and Eduardo G. Barboza thank CNPq for their research productivity scholarships.

References (Capítulo 5)

- ABREU, J.G.N. & CALLIARI, L.J. 2005. **Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita**. Revista Brasileira de Geofísica 23(2):123-132.
- ANDRADE, M.M.; TOLDO, E.E. & NUNES, J.C.R. 2018. **Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil**. Brazilian Journal of Oceanography 66(3):245-254.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006. **A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline**. Quaternary Science Reviews 25(5-6):486-506.
- AREJANO, T.B. 2006. **Geologia e Evolução Holocênica do Sistema Lagunar da Lagoa do Peixe, Litoral Médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 94 p.
- ASHTON, A.D. & MURRAY, A.B. 2006. **High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes**. Journal of Geophysical Research 111(F4):F04011.
- BARLETTA, R.C. & CALLIARI, L.J. 2003. **An Assessment of the Atmospheric and Wave Aspects Determining Beach Morphodynamic Characteristics Along the Central Coast of RS State, Southern Brazil**. Journal of Coastal Research SI 35:300-308.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; WATANABE, D.S.Z.; ESTEVES, T.; MARTINS, E.M. & GRUBER, N.L.S. 2018. **Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsides for Coastal Management**. Journal of Coastal Research SI 85(1):446-450.
- BELKNAP, D.F. & KRAFT, J.C. 1985. **Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems**. Marine Geology 63(1-4):235-262.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; MANZOLLI, R.P. & CARON, F. 2016. **Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil**. Pesquisas em Geociências 43(3):249-269.
- BITENCOURT, V.J.B.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; MANZOLLI, R.P.; CARON, F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. Quaternary and Environmental Geosciences 8(2):1-8.
- BRENNER, O.T.; MOORE, L.J. & MURRAY, A.B. 2015. **The complex influences of back-barrier deposition, substrate slope and underlying stratigraphy in barrier island response to sea-level rise: Insights from the Virginia Barrier Islands, Mid-Atlantic Bight, U.S.A.** Geomorphology 246:334-350.
- CECÍLIO, R.O. & DILLENBURG, S.R. 2019. **An ocean wind-wave climatology for the Southern Brazilian Shelf. Part II: Variability in space and time**. Dynamics of Atmospheres and Oceans 88:101103.
- COOPER, J.A.G. & PILKEY, O.H. 2004. **Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule**. Global and Planetary Change 43(3-4):157-171.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil**. Marine Geology 130(1-2):163-178.
- COWELL, P.J.; ROY, P.S. & JONES, R.A. 1992. **Shoreface translation model: computer simulation of coastal sand body response to sea level rise**. Mathematics and Computers in Simulation 33:603-608.
- COWELL, P.J.; THOM, B.G.; JONES, R.A.; EVERTS, C.H. & SIMANOVIC, D. 2006. **Management of uncertainty in predicting climate-change impacts on beaches**. Journal of Coastal Research 22:232-245.
- COWELL, P.J.; STIVE, M.J.F.; NIEDORODA, A.W.; DE VRIEND, H.J.; SWIFT, D.J.P.; KAMINSKY, G.M. & CAPOBIANCO, M. 2003. **The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to**

- Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change.** *Journal of Coastal Research* 19(4):812-827.
- DA MOTTA, L.M.; TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B. & NUNES, J.C. 2015. **Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil.** *Journal of Marine Research* 73(3-4):49-69.
- DE OLIVEIRA, U.R.; SIMÕES, R.S.; CALLIARI, L.J. & GAUTÉRIO, B.C. 2019. **Erosão De Dunas Sob Ação De Um Evento Extremo De Alta Energia De Ondas Na Costa Central E Sul Do Rio Grande Do Sul, Brasil.** *Revista Brasileira de Geomorfologia* 20(1):137-158.
- DEAN, R. & YOO, C.H. 1992. **Beach-nourishment performance predictions.** *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 118(6):567-586.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Coastal barriers: an introduction.** *In:* Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, Berlin, Springer, *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 1-15 p.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. **The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil.** *Geological Society London Special Publications* 388:333-352.
- DILLENBURG, S.R.; ESTEVES, L.S. & TOMAZELLI, L.J., 2004. **A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76(3):611-623.
- DILLENBURG, S.R.; ROY P.S.; COWELL P.J. & TOMAZELLI L.J. 2000. **Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM).** *Journal of Coastal Research* 16(1):71-81.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J. & ROSA, M.L.C.C. 2013. **Aeolian deposition and barrier stratigraphy of the transition region between a regressive and a transgressive barrier: an example from Southern Brazil.** *Journal of Coastal Research* SI 65:464-469.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7-6 ka.** *Marine Geology* 390:106-119.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. **The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul.** *In:* Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin: Springer. *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 53-91 p
- ESTEVES, L.S.; TOLDO, E.E.; DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2002. **Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil.** *Journal of Coastal Research* SI 36:273-282.
- EVERTS, C.H. 1978. **Geometry of Profiles Across Inner Continental Shelves of the Atlantic and Gulf Coasts of the United States.** U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Research Center, Fort Belvoir, 92 p.
- FIGUEIREDO, S.A. 2013. **Modelling climate change effects in southern Brazil.** *Journal of Coastal Research* 165:1933-1938.
- FIGUEIREDO, S.A. & COWELL, P.J. 2016. **Sensitivity of shoreline-recession forecasts to sediment budget uncertainties.** *Journal of Coastal Research* SI 75:947-951.
- FIGUEIREDO, S.A.; CALLIARI, L.J. & MACHADO, A.A. 2018. **Modelling the effects of sea-level rise and sediment budget in coastal retreat at Hermenegildo Beach, Southern Brazil.** *Brazilian Journal of Oceanography* (online) 66:210-219.
- FORGIARINI, A.P.P.; FIGUEIREDO, S.A.; CALLIARI, L.J.; GOULART, E.S.; MARQUES, W.; TROMBETTA, T.B.; OLEINIK, P.H.O.; GUIMARÃES, R.C.; ARIGONY-NETO, J. & SALAME, C.C. 2019. **Quantifying the geomorphologic and urbanization influence on coastal retreat under sea level rise.** *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 230:106437.
- GORNITZ, V. 2013. **Rising Seas: Past, Present, Future.** New York, Columbia University Press, 360 p.
- GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T. & GOMES, J. 1998. **Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events.** *Journal of Climate* 11:2863-2880.

- HESP, P.A. & SHORT, A.D. 1999. **Barrier morphodynamics**. In: Short, A.D. (Ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Wiley, London, 307-333 p.
- LAUZON, R.; MURRAY, A.B.; MOORE, L.J.; WALTERS, D.C.; KIRWAN, M.L. & FAGHERAZZI, S. 2018. **Effects of Marsh Edge Erosion in Coupled Barrier Island-Marsh Systems and Geometric Constraints on Marsh Evolution**. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 123:1218-1234.
- LAUZON, R.; MURRAY, A.B.; CHENG, S.; LIU, J.; ELLS, K.D. & LAZARUS, E.D. 2019. **Correlation between shoreline change and planform curvature on wave-dominated, sandy coasts**. Journal of Geophysical Research: Earth Surface. DOI:10.1029/2019jf005043
- LIMA, L.G.; DILLENBURG, S.R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; DEHNHARDT, B.A. & CARON, F. 2013. **Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil**. Journal of South American Earth Sciences 42:27-38.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.N. & GAMBÔA, L.A.P. 1977. **Modelo da sedimentação holocênica na Plataforma Continental Sul brasileira**. Petrobrás-Projeto REMAC, 7-26 p.
- MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.; BITENCOURT, V.J.B.; LEAL, R.A.; MARTINS, E.M.; BIANCINI DA SILVA, A.; BARBOZA, E.G.; CARON, F.; CARRIÓ, J.A. & SAWAKUCHI, A.O. 2018. **Process Control in The Geneses and Evolution of A Lagoon-Barrier System inside of The Patos Lagoon, South of Brazil**. Journal of Coastal Research SI 85:651-655.
- 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**. Marine Geology 256(1-4):49-64.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil**. Journal of Coastal Research 25:285-293.
- MARTINHO, C.T.; HESP, P.A. & DILLENBURG, S.R. 2010. **Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil**. Geomorphology 117:14-32.
- MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R. & URIEN, C.M. 2003. **Aspectos Sedimentares da Plataforma Continental na Área de Influência do Rio de La Plata**. GRAVEL (Porto Alegre) 1:68-80.
- MOORE, L.J.; LIST, J.H.; WILLIAMS, S.J. & STOLPER, D. 2010. **Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks**. Journal of Geophysical Research Earth Surface 115(F3):F03004.
- MURRAY A.B. & MOORE L.J. 2018. **Geometric Constraints on Long-Term Barrier Migration: From Simple to Surprising**. In: Moore, L.J. & Murray, A.B. (Eds.), Barrier dynamics and response to Climate Change, Springer International Publishing, Cham, 211-241 p.
- NICOLODI, J.L.; CALLIARI, L.J.; TOLDO, E.E.; FIGUEIREDO, S.A. & MACHADO, V.C. 2018. **Rio Grande do Sul**. In: Muehe, D. (Ed.), Panorama da Erosão Costeira no Brasil, MMA, Brasília, 690-760 p.
- OLSEN, W.S., FIGUEIREDO, S.A.; CALLIARI, L.J. & ALBUQUERQUE, M.G. 2018. **The Role of Local Geomorphology Influencing Coastal Response to Sea Level Rise**. Journal of Coastal Research SI 85:311-315.
- REINSON, G.E. 1992. **Transgressive barrier island and estuarine systems**. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), Facies models - Response to sea level change, Ontario, Geological Association of Canada, 179-194 p.
- ROMEU, M.A.R.; FONTOURA, J.A. & MELO, E. 2015. **Typical Scenarios of Wave Regimes of Rio Grande do Sul, Southern Brazil**. Journal of Coastal Research 299(1):61-68.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2017. **High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall**. Brazilian Journal of Geology 47(2):183-207.
- ROSATI, J.D.; DEAN, R.G. & STONE, G.W. 2010. **A cross-shore model of barrier island migration over a compressible substrate**. Marine Geology 271(1-2):1-16.

- ROY, P.S.; COWELL, M.A.; FERLAND, M.A. & THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts**. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge, Cambridge University Press, 121-186 p.
- SCHOSSLER, V.; SIMÕES, J.C.; AQUINO, F.E. & VIANA, D.R. 2018. **Precipitation anomalies in the Brazilian southern coast related to the SAM and ENSO climate variability modes**. *Brazilian Journal of Water Resources* 23:e14.
- SCHWAB, W.C.; THIELER, E.R.; ALLEN, J.R.; FOSTER, D.S.; SWIFT, B.A. & DENNY, J.F. 2000. **Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behavior of the Barrier-Island system between Fire Island inlet and Shinnecock inlet, Long Island, New York**. *Journal of Coastal Research* 16:408-422.
- SCHWAB, W.C.; GAYES, P.T.; MORTON, R.A.; DRISCOLL, N.W.; BALDWIN, W.E.; BARNHARDT, W.A.; DENNY, J.F.; HARRIS, M.S.; KATUNA, M.P.; PUTNEY, T.R.; VOULGARIS, G.; WARNER, J.C. & WRIGHT, E.E. 2009. **Coastal Change Along the Shore of Northeastern South Carolina: The South Carolina Coastal Erosion Study**. In: Barnhardt, W.A. (Ed.), *U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1206 (Circular 1339)*, 77 p.
- STOLPER, D.; LIST, J.H. & THIELER, E.R. 2005. **Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST)**. *Marine Geology* 218(1-4):17-36.
- STORMS, J.E.A. & SWIFT, D.J.P. 2003. **Shallow-marine sequences as the building blocks of stratigraphy: insights from numerical modelling**. *Basin Research* 15:287-303.
- STORMS, J.E.A.; WELTJE, G.J.; VAN DIJKE, J.J.; GEEL, C.R. & KROONENBERG, S.B. 2002. **Process-Response Modeling of Wave-Dominated Coastal Systems: Simulating Evolution and Stratigraphy on Geological Timescales**. *Journal of Sedimentary Research* 72(2):226-239.
- SWIFT, D.J.P. 1976. **Continental shelf sedimentation**. In: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, Wiley, New York, 311-350 p.
- SWIFT D.J.P. & THORNE J.A. 1991. **Sedimentation on continental margins, I: a general model for continental shelf sedimentation**. In: Swift, D.J.P.; Oertel, G.F.; Tillman R.W. & Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 3-31 p.
- TOLDO, E.E.; DILLENBURG, S.R.; ALMEIDA, L.E.S.B.; TABAJARA, L.L.; MARTINS, R.R. & CUNHA, L.O.B.P. 1993. **Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):27-32.
- TOLDO, E.E.; NICOLODI, J.L.; ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S. 2006. **Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport**. *Journal of Coastal Research* SI 39:390-394.
- TOMAZELLI, L.J. 1993. **O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 20(1):18-26.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. **Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. *Pesquisas em Geociências* 19(1):3-12.
- TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R. & VILLWOCK, J.A. 2000. **Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil**. *Revista Brasileira de Geociências* 30(3):474-476.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; DILLENBURG, S.R.; BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A. 1998. **Significance of present day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, Southern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70(2):221-229.
- TORTORA, P.; COWELL, P.J. & ADLAM, K. 2009. **Transgressive coastal systems (1st part): barrier migration processes and geometric principles**. *Journal of Mediterranean Earth Sciences* 1:1-13.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, 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 America and Antarctic Peninsula*, A. A. Balkema, Rotterdam 4, 79-97 p.

- WALTERS, D.; MOORE, L.J.; VINENT, O.D.; FAGHERAZZI, S. & MARIOTTI, G. 2014. **Interactions between barrier islands and backbarrier marshes affect island system response to sea level rise: Insights from a coupled model**. *Journal of Geophysical Research Earth Surface* 119:2013-2031.
- WESCHENFELDER, J.; CORRÊA, I.C.S.; ALIOTTA, S. & BAITELLI, R. 2010. **Paleochannels related to late quaternary sea-level changes in Southern Brazil**. *Brazilian Journal of Oceanography (Impresso)* 58:35-44.

CAPÍTULO 6

6. Considerações Finais

6.1. Análise Integradora

Análises estatísticas de diversos parâmetros oceanográficos e geológicos permitiram determinar quais são os mais importantes para definir o comportamento de barreiras costeiras. A compartimentalização do litoral por meio da Análise de Agrupamento Hierárquico (HCA) utilizando variáveis de diferentes tipos, tanto utilizando parâmetros oceanográficos quanto geológicos de diversas escalas temporais e espaciais (Tabela 3.1; Figura 3.3), corroborou com classificações prévias (Dillenburg *et al.*, 2000; Pereira *et al.*, 2010). O trecho entre o Farol Sarita e Xangri-lá (Figura 3.1), que engloba 14 localidades, foi classificado em quatro grupos distintos (Figura 3.4 e Figura 3.6) que se correlacionam com barreiras essencialmente progradacionais (1 e 4) e agradacionais/retrogradacionais (2 e 3). A análise dos principais parâmetros e suas relações em cada um desses grupos, feita por meio da Análise de Componentes Principais (PCA), forneceu resultados bem interessantes. A principal linha de raciocínio é que o déficit ou superávit de sedimentos, característico de cada tipo de barreira (progradacional, retrogradacional e agradacional), pode ser reconhecido através de diferentes relações de parâmetros que são medidos de forma isolada (Tabela 3.3 e Figura 3.5). No geral, as características da antepraia (dimensões) e do substrato (declividade) foram as variáveis mais importantes na diferenciação dos grupos. Além destes, a orientação da linha de costa e o tipo morfodinâmico de praia também foram fatores importantes.

O trecho entre o Farol Sarita e Xangri-lá exibe uma considerável variação na declividade e profundidade da antepraia (ver perfil batimétricos na Figura 3.2 e Tabela 3.1). Na mesma figura, também é possível analisar a variação espacial da energia de onda na linha de quebra e do potencial do transporte longitudinal de sedimentos, conforme Martinho *et al.* (2009). De maneira geral, as análises permitiram estabelecer que parâmetros geométricos da antepraia podem ter um importante papel nas características da linha de costa de cada tipo de barreira. Assim, estudos sobre a variabilidade da linha de costa devem também contemplar a porção emersa da praia arenosa (antepraia). Recentemente, Preston *et al.* (2018) elaboraram um modelo conceitual sobre os controles envolvidos na acumulação de sedimentos em embaiamentos de costas de alta energia. Segundo os autores, a declividade da antepraia é a principal condicionante da presença ou ausência de praias nessas configurações (embaixamentos), sendo que a declividade 1:40 foi

considerada como o valor-limite (*threshold*): antepraias menos íngremes que esse limiar tendem a acumular sedimento mais rapidamente, tanto em condições de tempo bom, quanto em condições de tempestades. Nesse contexto, os perfis batimétricos 7 e 8 (Figura 3.2) mostram que a antepraia possuem uma alta inclinação, o que pode favorecer a perda de sedimento em eventos extremos (fortes tempestades/ressacas). Ou seja, essa alta declividade pode gerar uma condição de sumidouro de sedimentos. Para Toldo *et al.* (2006), a largura da antepraia no litoral médio é controlada basicamente pela deriva litorânea de sedimentos e pelo alinhamento costeiro. No entanto, novos perfis batimétricos da antepraia precisam ser feitos para o melhor entendimento deste subambiente da barreira.

O Georadar se mostrou, mais uma vez, um método imprescindível para avaliar a tendência evolutiva (em escala geológica) e a arquitetura deposicional de barreiras costeiras holocênicas da porção emersa da Bacia de Pelotas. Esta técnica permite fazer levantamentos rápidos e extensos e foi empregada pela primeira vez em vários locais do litoral médio (entre o Estreito e Bacupari). Trechos antes interpretados como retrogradacionais e agradacionais foram reinterpretados como progradacionais, ao passo que setores progradacionais foram reinterpretados como retrogradacionais (Figuras 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10).

Considerando toda a janela de inclinação do substrato na qual as barreiras preferencialmente de formam ($0,02^\circ$ a $0,8^\circ$ – Roy *et al.*, 1994; Dillenburg *et al.*, 2000), os diferentes trechos da barreira holocênica do litoral médio ocorrem somente em 20% nessa janela de ocorrência (1/5 dos menores valores), pois a declividade não ultrapassa $0,150^\circ$ (Figura 5.6). E mesmo assim, uma pequena variabilidade nessa inclinação ($0,001^\circ$ ou 2% entre um perfil e outro, por exemplo) já é capaz de produzir registros sedimentares distintos. Ou seja, a inclinação da plataforma continental (considerada como a topografia antecedente pouco modificada) é um fator autogênico de fundamental importância que, por sua vez, acaba por induzir variações em parâmetros oceanográficos e sedimentares ao longo da costa (Figura 5.5), estabelecendo importantes gradientes de processos costeiros. Como evidenciado pelos levantamentos de Georadar, nas Figuras 4.7, 4.8, 4.9 e 4.10, essa forçante ambiental interna é capaz de inverter o empilhamento estratigráfico de seções da barreira na extensa projeção costeira do litoral médio que, por natureza, representa um ponto focal de energia de onda e, conseqüentemente, esperava-se que apresentaria barreiras com comportamento retrogradacional. Isso não ocorre

muito provavelmente por causa do engarramento de sedimentos da deriva litorânea, estabelecido em decorrência de mudança na orientação da linha de costa (Toldo *et al.*, 2006); ou seja, uma variável intrínseca do sistema.

Um questionamento que surge: a deposição autogênica oriunda da dinâmica interna, observada em trechos do litoral médio do RS, poderia ser suficiente para compensar a interação com as atuais projeções de subida do nível do mar por causas antrópicas (fator alogênico – forçante ambiental externa), e assim ser impressa no registro geológico num tempo futuro? Pois, tais depósitos de barreiras relíquias são normalmente associados a uma rápida subida do nível do mar (Cooper *et al.*, 2016). De certa forma, interações entre forçantes alogênicas e autogênicas podem amplificar ou mitigar a perda de sedimentos de uma barreira costeira, gerando comportamentos que são inesperados de acordo com o contexto regional costeiro. Recentemente, Oliveira *et al.* (2019) identificaram uma barreira com comportamento retrogradacional num embaiamento costeiro (áreas que são mais associadas com menor energia de onda e, portanto, tenderiam a apresentar maior deposição sedimentar) em Jaguaruna (Santa Catarina). Isso sugere que barreiras com comportamentos atípicos podem ser mais comuns na Bacia de Pelotas por causa da dinâmica interna (quando fatores autogênicos predominam sobre os alogênicos). Além disso, como se dará a resiliência das barreiras com deposição autogênica ante a amplificação de forçantes alogênicas (*i.e.* mudança do clima por influência antrópica)? Este é um ponto que carece de maior atenção da comunidade científica, pois impacta diretamente a população estabelecida na zona costeira.

Conforme as modelagens com o GEOMBEST (Figura 5.6), a formação e evolução dos diferentes trechos da barreira costeira holocênica no litoral médio do RS foi governada pela topografia antecedente (superfície Pré-TMP), principalmente na primeira fase com um amplo domínio do nível do mar como o principal controlador da evolução costeira (9 a 5,6 ka). Pois, a declividade dessa superfície define o espaçamento das isóbatas e, conseqüentemente, o espaço de acomodação a e quantidade de sedimento que será retrabalhada de acordo com a profundidade de ação das ondas. Tal resultado corrobora com trabalhos prévios nas imediações da área de estudo (Dillenburg *et al.*, 2000; Dillenburg & Barboza, 2014). A etapa subsequente das simulações (entre 5,6 ka até o tempo presente) mostram que diferentes taxas de influxo de sedimento (adicionado ou removido) existiu para o sistema laguna-barreira atual (depressão lagunar + barreira) atingir sua largura atual

nos trechos distintos. Há uma correlação significativa entre a largura do sistema holocênico e a declividade da plataforma continental (substrato), como pode ser visualizada na [Figura 5.5](#). Este é um resultado importante, pois a influência assimétrica da declividade do substrato ao longo da costa afeta profundamente as características das barreiras, com implicações importantes no gerenciamento costeiro de longo período ([Wernette et al., 2018](#)).

A curvatura da linha de costa na projeção costeira do litoral médio, que varia entre 10 a 53° em relação à direção de propagação das ondas oceânicas mais energéticas (SE – 160°), foi se desenvolvendo com a subida do nível do mar (-30 m a 9 ka), o que pode indicar que a inclinação da topografia antecedente também pode criar um mecanismo de retroalimentação em relação ao clima de ondas, na qual substratos menos íngremes migraram em taxas maiores, aumentando o ângulo de incidências das ondas (ver [Figura 4.2](#) para avaliar a diferença de volume das porções norte e sul da projeção costeira). O alinhamento costeiro para com o clima de ondas atinge seu ápice de transporte (erosão e deposição) com um ângulo de 45° ([Ashton et al., 2001](#); [Lauzon et al., 2019](#)); portanto, o litoral médio possui um importante gradiente de energia de onda (ver [Figura 3.2](#)) que tem uma considerável contribuição na retrogradação das barreiras observadas nos últimos séculos e milênios ([Martinho et al., 2009](#)).

Em suma, esta tese, cujos resultados são apresentados nos três artigos (Capítulos 3, 4 e 5), demonstra que a inclinação do substrato, e suas muito pequenas variações, tem fundamental importância na diferenciação longitudinal da barreira holocênica do RS no trecho do litoral médio, sendo assim, confirmada a hipótese principal desta pesquisa. Foram identificadas algumas relações entre parâmetros, colaborando com uma importante discussão sobre um tema, que, até então, é pouco explorado (uso de estatística aplicada na evolução de barreiras costeiras). Tais relações podem vir ser úteis, futuramente, para estabelecer o comportamento de barreiras em áreas pouco estudadas a partir de medições de variáveis feitas de forma isolada. O modelo GEOMBEST foi aplicado pela primeira vez na costa brasileira, auxiliando para estimar a influência de variáveis como o balanço sedimentar e o nível do mar na evolução costeira. Desta forma, este trabalho contribuiu de maneira positiva para a melhor compreensão da evolução do litoral do RS e para o entendimento de fatores relacionados à evolução geológica de barreiras costeiras.

6.2. Recomendação de trabalhos futuros

(1) Para a melhor compreensão das condicionantes evolutivas de barreiras costeiras, é interessante a utilização de sísmica, sonografia e sondagens da plataforma continental adjacente às mesmas. Tais dados são escassos para a maior parte do litoral brasileiro. Nesse contexto, diversos trabalhos desenvolvidos na costa leste dos EUA podem servir de exemplo para o litoral médio do RS (*i.e.* Timmons *et al.*, 2010; Schwab *et al.*, 2014).

(2) É relevante, também, ter o controle cronológico detalhado das fácies da barreira através de várias datações de ^{14}C /Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e testemunhos sedimentares profundos (>15 m) (*i.e.* Dillenburg *et al.*, 2017, 2019b; Oliver *et al.*, 2019). Além de dados geocronológicos e geológicos, dados palinológicos também podem fornecer importantes informações quando analisados em conjunto com dados geofísicos (*i.e.* Lima & Parise, 2020).

(3) A antepraia (*shoreface*) desempenha um papel importante na configuração atual das linhas de costa arenosas, pois representa a porção subaquosa da barreira. Dessa forma, é útil realizar levantamentos hidrográficos sistemáticos e periódicos, com o intuito de capturar diferentes condições morfodinâmicas e padrões de transporte (*i.e.* Patterson & Nielsen, 2016; Aagaard & Hughes, 2017).

(4) Também seria interessante utilizar, na costa do RS, um modelo 1D ou 2D que seja capaz de quantificar as alterações provocadas na linha de costa devido ao ângulo de incidência das ondas (alinhamento costeiro), como o UNIBEST-CL+ (Deltares, 2011). Há alguns trabalhos interessantes que exploram este tema relacionado à instabilidade e difusividade (curvilínearidade) da linha de costa em larga escala e longo período por meio de modelos numéricos (Ashton *et al.*, 2001; Falqués & Calvete, 2005; van den Berg *et al.*, 2012; Lauzon *et al.*, 2019). De maneira geral, os modelos podem ser extremamente úteis para estimar a posição da linha de costa em longo período e, assim, auxiliar no planejamento da ocupação da zona costeira (gerenciamento costeiro) e na avaliação de riscos costeiros, como o COVE (*Coastal Vector Evolution model*) (Hurst *et al.*, 2015) e o CoSMoS-COAST (*Coastal One-line Assimilated Simulation Tool*) (Vitousek *et al.*, 2017). Outra recomendação é a de acoplar um componente eólico de longo período a algum modelo de comportamento geométrico/cinemático (como o GEOMBEST e o STM).

Referências Bibliográficas (Capítulos 1, 2 e 6)

- AAGAARD, T. & HUGHES, M.G. 2017. **Equilibrium shoreface profiles: A sediment transport approach**. *Marine Geology* 390:321-330.
- ALBUQUERQUE, M.G.; ESPINOZA, J.M.A.; TEIXEIRA, P.; DE OLIVEIRA, A.O.; CORREA, I.C.S. & CALLIARI, L.J. 2013. **Erosion or Coastal Variability: An Evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the Determination of Erosive Processes on Sandy Beaches**. *Journal of Coastal Research* 65:1710-1714.
- AMBROSE, W.A.; TYLER, N. & PARSLEY, M.J. 1991. **Facies heterogeneity, pay continuity, and infill potential in barrier-island, fluvial, and submarine-fan reservoirs: Examples from the Texas Gulf Coast and Midland Basin**. *In: Miall, A.D. & Tyler, N. (Eds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 3, 13-21 p.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006. **A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline**. *Quaternary Science Reviews* 25(5-6):486-506.
- ANTHONY, E.J. 2005. **Beach Erosion**. *In: Schwartz, M.L. (Ed.), Encyclopedia of coastal Science*, Springer, Netherlands, 140-144 p.
- ASHTON, A.D.; MURRAY, A.B. & ARNOULT, O. 2001. **Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves**. *Nature* 414:296-300.
- ASMUS, H.E. & BAISCH, P.R. 1983. **Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin**. *Episodes* 4(4):3-9.
- ATHANASIOU, P.; VAN DONGEREN, A.; GIARDINO, A.; VOUSDOUKAS, M.; GAYTAN-AGUILAR, S. & RANASINGHE, R. 2019. **Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat**. *Earth System Science Data* 11(4):1515-1529.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F. 2009. **Coastal systems**. *In: Sala, M. (Ed.), Geography*, Oxford, United Kingdom, 305-318 p.
- BAGNOLD, R.A. 1941. **The physics of blown sand and desert dunes**. London, Chapman and Hall, 265 p.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; WATANABE, D.S.Z.; ESTEVES, T.; MARTINS, E.M. & GRUBER, N.L.S. 2018. **Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsides for Coastal Management**. *Journal of Coastal Research* SI 85(1):446-450.
- BELKNAP, D.F. & KRAFT, J.C. 1985. **Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems**. *Marine Geology* 63(1-4):235-262.
- BERTRAM, G.T. 2012. **Seismic and sequence stratigraphy analysis**. *In: Roberts, D.G. & Bally, A.W. (Eds.), Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, Elsevier, Amsterdam, 345-375 p.
- BIANCINI DA SILVA, A; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C. & DILLENBURG, S.R. 2014. **Meandering Fluvial System Influencing the Evolution of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* SI 70:205-210.
- BIRD, E.C.F. 1985. **Coastline Changes: A Global Review**. Wiley, Chichester, 219 p.
- BIRD, E.C.F. 2000. **Coastal Geomorphology: An Introduction**. Wiley and Sons, Chichester, 340 p.
- BITENCOURT, V.J.B & DILLENBURG, S.R. 2020. **Application of multivariate statistical techniques in alongshore differentiation of coastal barriers**. *Marine Geology* 419:106077. doi: 10.1016/j.margeo.2019.106077
- BLUE, B. & BRIERLEY, G. 2015. **'But what do you measure?' Prospects for a constructive critical physical geography**. *Area* 48(2):190-197.
- BOER, D.H. 1992. **Hierarchies and Spatial Scale in Process Geomorphology: A Review**. *Geomorphology* 4(5):303-318.
- BOKUNIEWICZ, H. 2005. **Ingression, regression, and transgression**. *In: Schwartz, M.L. (Ed.),*

- Encyclopedia of Coastal Science, Springer, Dordrecht, 64-65 p.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R.W. & ZAITLIN, B.A. 1992. **Classification of coastal sedimentary environments**. *Sedimentary Geology* 80:139-150.
- BRUUN, P. 1962. **Sea level rise as a cause of shore erosion**. *Journal of the Waterways and Harbors Division* 88(1):117-132.
- BRENNER, O.T.; MOORE, L.J. & MURRAY, A.B. 2015. **The Complex Influences of Back-barrier Deposition, Substrate Slope and Underlying Stratigraphy in Barrier Island Response to Sea-level Rise: Insights from the Virginia Barrier Islands, Mid-Atlantic Bight, U.S.A.** *Geomorphology* 246:334-350.
- CARTER, R.W.G. 1988. **Coastal Environments**. Academic Press, Cambridge, 617 p.
- CARTER, R.W.G.; FORBES, D.L.; JENNINGS, S.C.; ORFORD, J.D.; SHAW, J. & TAYLOR, R.B. 1989. **Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia**. *Marine Geology* 88(3-4):221-242.
- CATUNEANU, O; GALLOWAY, W.E.; KENDALL, C.G.ST.C.; MIAL, A.D.; POSAMENTIER, H.W.; STRASSER, A. & TUCKER, M.E. 2011. **Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature**. *Newsletters on Stratigraphy* 44(3):173-245.
- CHIVERRELL R.C. & THOMAS G.S.P. 2010. **Extent and timing of the Last Glacial Maximum (LGM) in Britain and Ireland: a review**. *Journal of Quaternary Science* 25(4):535-549.
- CHURCH, M. 1996. **Space, time and the mountain - how do we order what we see?**. *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton symposium in Geomorphology*, 147-170 p.
- CLARK, P.U.; DYKE, A.S.; SHAKUN, J.D.; CARLSON, A.E.; CLARK, J.; WOHLFARTH, B.; MITROVICA, J.X.; HOSTETLER, S.W. & MCCABE, A.M. 2009. **The last glacial maximum**. *Science* 325 (5941):710-714.
- CLARK, C.D.; HUGHES, A.L.; GREENWOOD, S.L.; JORDAN, C. & SEJRUP, H.P. 2012. **Pattern and timing of retreat of the last British-Irish ice sheet**. *Quaternary Science Reviews* 44:112-146.
- CLIFTON, H.E. 2005. **Shoreface**. *In: Schwartz, M.L. (Ed.), Encyclopedia of Coastal Science, Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Dordrecht, 877-881 p.*
- COOPER, J.A.G.; GREEN, A.N. & LOUREIRO, C. 2018. **Geological constraints on mesoscale coastal barrier behavior**. *Global and Planetary Change* 168:15-34.
- COOPER, J.A.G.; GREEN, A.N.; MEIRELES, R.P.; Klein, A.H.F.; SOUZA, J. & TOLDO, E.E. 2016. **Sandy barrier overstepping and preservation linked to rapid sea level rise and geological setting**. *Marine Geology* 382:80-91.
- CORRÊA, I.C.S. 1996. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil**. *Marine Geology* 130:163-178.
- COWELL, P.J.; ROY, P.S. & JONES R.A. 1992. **Shoreface Translation Model: Computer Simulation of Coastal-Sand Body Response to Sea Level Rise**. *Mathematics and Computers in Simulation* 33(5-6):603-608.
- COWELL, P.J. & THOM, B.G. 1994. **Morphodynamics of coastal evolution**. *In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution - Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, Cambridge University Press, Cambridge, 33-86 p.*
- COWELL, P.J. & KINSELA, M.A. 2018. **Shoreface controls on barrier evolution and shoreline change**. *In: Moore, L.J. & Murray, A.B. (Eds.), Barrier dynamics and response to Climate Change, Springer International Publishing, Cham, 243-276 p.*
- COWELL, P.J.; ROY, P.S. AND JONES, R.A. 1995. **Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model**. *Marine Geology* 126(1-4):45-61.
- COWELL, P.J.; STIVE, M.J.F.; NIEDERODA, A.W.; DE VRIEND, H.J.; SWIFT, D.J.P.; KAMINSKY, G.M. & CAPOBIANCO, M. 2003a. **The coastal-tract (part 1): a conceptual approach to aggregated modelling of low-order coastal change**. *Journal of Coastal Research* 19(4):812-827.
- COWELL, P.J.; STIVE, M.J.F.; NIEDERODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; DE VRIEND, H.J.; BUIJSMAN,

- M.C.; NICHOLLS, R.J.; ROY, P.S.; KAMINSKY, G.M.; CLEVERINGA, J.; REED, C.W. & DE BOER, P.L. 2003b. **The coastal-tract (part 2): Applications of aggregated modelling of lower-order coastal change.** *Journal of Coastal Research* 19(4):828-848.
- CRISTIANO, S.C.; MARTINS, E.M.; BARBOZA, E.G. & GRUBER, N.L.S. 2017. **Caracterização da costa marinha do Balneário Camacho (Santa Catarina, Brasil) como subsídio à gestão.** *Journal of Integrated Coastal Zone Management* 17:37-63.
- CROMWELL, J.E. 1971. **Barrier coast distribution: a world survey.** Abstract Volume of the Second National Coastal and Shallow Water Research Conference (Baton Rouge, Louisiana), 50 p.
- CROWELL, M.; LEATHERMAN, S.P. & BUCKLEY, M.K. 1993. **Shoreline Change Rate Analysis: Long Term Versus Short Term Data.** *Shore and Beach* 61(2):13-20.
- CURRAY, J.R. 1964. **Transgressions and Regressions.** *In:* Miller, R. L. (Ed.), *Papers in Marine Geology*, New York, 175-203 p.
- DAVIES, J.L. 1964. **A morphogenic approach to world shorelines.** *Zeitschrift für Geomorphologie* 8:127-142.
- DAVIS Jr. R.A. 1994. **Barrier island systems - a geologic overview.** *In:* Davis Jr, R.A. (Ed), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, Springer-Verlag, Berlin, 1-46 p.
- DAVIS Jr., R.A. 1997. **The Evolving Coast.** New York, Scientific American Library, 233 p.
- DAVIS Jr., R.A. & HAYES, M.O. 1984. **What is a wave dominated coast?.** *Marine Geology* 60:313-329.
- DAVIS Jr., R.A. & FITZGERALD, D.M. 2004. **Beaches and Coasts.** Wiley-Blackwell, 419 p.
- DALRYMPLE R.W.; ZAITLIN B.A. & BOYD, R. 1992. **Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications.** *Journal of Sedimentary Research* 62(6):1130-1146.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. 2009. **Introduction to Coastal Processes and Geomorphology.** Cambridge, University Press, 442 p.
- DE BEAUMONT, E. 1845. **Septième leçon: leçon de geologie pratique: Levées de sable et de galet,** Paris. P. Bertrand, 1, 221-253 p.
- DE VRIEND H.J. 1991. **Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour, Part 1: Physical processes.** *Journal of Hydraulic Research* 29:727-740.
- DELTARES. 2011. **Manual da versão 7.1 do modelo UNIBEST-CL+.** Disponível em: <<https://www.deltares.nl/en/software/unibest-cl/>>, Acesso em: 01/10/2019.
- DILLENBURG, S.R. 2012. **The role of shelf morphology on coastal evolution during Middle and Late Holocene in southern Brazil.** *Quaternary International* 279–280:118-119.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Coastal barriers: an introduction.** *In:* Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.* Berlin: Springer. *Lecture Notes in Earth Sciences* 107, 1-15 p.
- DILLENBURG, S.R. & BARBOZA, E.G. 2014. **The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil.** *Geological Society London Special Publications* 388:333-352.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & BARBOZA, E.G. 2004a. **Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil.** *Marine Geology* 203(1-2):43-56.
- DILLENBURG, S.R.; ESTEVES, L.S. & TOMAZELLI, L.J. 2004b. **A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76(3):611-623.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J. & TOMAZELLI, L.J. 2000. **Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM).** *Journal of Coastal Research* 16:71-81.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON F. & SAWAKUCHI, A.O. 2017. **The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka.** *Marine Geology* 390:106-119.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P.; & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. **The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul.** *In:* Dillenburg,

- S.R. & Hesp, P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Berlin: Springer. Lecture Notes in Earth Sciences 107, 53-91 p.
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; CARON, F.; CANCELLI, R.; SANTOS-FISCHER, C.R.; LOPES, R.P. & RITTER, M.N. 2019a. **Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil**. *Geo-Marine Letters* (10.1007/s00367-019-00574-2):1-10.
- DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A.; KEANE, R.; SILVA, G.M.; SAWAKUCHI, A.O.; MOFFAT, I.; BARBOZA, E.G.; BITENCOURT, V.J.B. 2019b. **Geochronology and evolution of a complex barrier, Youngusband Peninsula, South Australia**. *Geomorphology, no prelo*.
- ESTEVEES, L.S.; TOLDO, E.E., DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J. 2002. **Long- and Short-Term Coastal Erosion in Southern Brazil**. *Journal of Coastal Research SI* 36:273-282.
- FAIRBANKS, R.G. 1989. **A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation**. *Nature* 342:637-642.
- FAIRBRIDGE, R. 2004. **Classification of Coasts**. *Journal of Coastal Research* 20(1):155-165.
- FALQUÉS, A. & CALVETE, D. 2005. **Large-scale dynamics of sandy coastlines: Diffusivity and instability**. *Journal of Geophysical Research* 110(C3):C03007.
- FARBER, S.C.; COSTANZA, R.; & WILSON, M.A. 2002. **Economic and ecological concepts for valuing ecosystem services**. *Ecological Economics SI* 41(3):375-392.
- FIELD, M.E. & DUANE, D.B. 1976. **Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: Significance to origin of barrier islands**. *Geological Society of America Bulletin* 87:691-702.
- FIGUEIREDO, S.A. 2013. **Modelling climate change effects in southern Brazil**. *Journal of Coastal Research* 165:1933-1938.
- FINKL, C.W. 2004. **Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme**. *Journal of Coastal Research* 20(1):166-213.
- FISHER, J.J. 1967. **Origin of barrier island chain shoreline, MiddleAtlantic States**. *Geological Society of America. Special Paper* 115, 66–67 p.
- FITZGERALD, D.M. & BUYNEVICH, I.V. 2005. **Coastal Barriers**. *In: Schwartz , M. (Ed.), Encyclopedia of Life Support Systems, UNESCO-EOLSS*, 1-35 p.
- FITZGERALD, D.M.; FENSTER, M.S.; ARGOW, B.A. & BUYNEVICH, I.V. 2008. **Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise**. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36:601-647.
- FLEMMING, B.W. 2002. **Effects of climate and human interventions on the evolution of the Wadden Sea depositional system (southern North Sea)**. *In: Wefer, G., Berger, W., Behre, K.E. & Jansen, E. (Eds.), Climate development and history of the North Atlantic Realm*. Springer, Berlin, 399-413 p.
- FLEMMING, B.W. 2012. **Siliciclastic Back-Barrier Tidal Flats**. *In: Davis Jr, R.A. & Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology, Springer, Netherlands*, 231-267 p.
- FRUERGAARD, M.; MØLLER, I.; JOHANNESSEN, P.N.; NIELSEN, L.H.; ANDERSEN. T.J.; NIELSEN, L.; SANDER, L. & PERJUP, M. 2015. **Stratigraphy, Evolution, And Controls Of A Holocene Transgressive–regressive Barrier Island Under Changing Sea Level: Danish North Sea Coast**. *Journal of Sedimentary Research* 85:820-844.
- GALGANO, F.A.; DOUGLAS, B.C. & LEATHERMAN, S.P. 1998. **Trends and Variability of Shoreline Position**. *Journal of Coastal Research SI* 26:282-291.
- GALLOP, S.L.; COLLINS, M.; PATTIARATCHI, C.B.; ELIOT, M.J.; BOSSERELLE, C.; GHISALBERTI, M.; COLLINS, L.B.; ELIOT, I.; ERFTEMEIJER, P.L.A.; LARCOMBE, P.; MARIGÓMEZ, I.; STUL, T. & WHITE, D.J. 2015. **Challenges in transferring knowledge between scales in coastal sediment dynamics**. *Frontier in Marine Science* 2:00082.
- GALLOWAY, W.E. 1986. **Reservoir facies architecture of microtidal barrier systems**. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 70(7):787-808.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. 1983. **Terrigenous Clastic Depositional Systems – Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration**. New York, Sprin-Verlag, 423 p.

- GELFENBAUM, G. & KAMINSKY, G. M. 2010. **Large-scale coastal change in the Columbia River littoral cell: An overview**. *Marine Geology* 273:1-10.
- GILBERT, G.K. 1885. **The topographic features of lake shores**. Fifth Annual Report of the United States Geological Survey 1883(84):69-123.
- GLAESER, J.D. 1978. **Global Distribution of Barrier Islands in Terms of Tectonic Setting**. *The Journal of Geology* 86(3):283-297.
- GOSLIN, J. & CLEMMENSEN, L.B. 2017. **Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers**. *Quaternary Science Reviews* 174:80-119.
- GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO, D.R.; AGUIAR, V.A.P. & ROSSI, M.G. 2011. **Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil**. *Marine Geology* 285(1-4):1-16.
- HALSEY, S.D. 1979. **Nexus: New model of Barrier Island development**. *In*: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*: New York, Academic Press, 185-210 p.
- HAPKE, C. & PLANT, N.G. 2010. **Predicting coastal cliff erosion using a Bayesian probabilistic model**. *Marine Geology* 278(1):140-149.
- HAYES, M.O. 1979. **Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime**. *In*: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*: New York, Academic Press, 1-28 p.
- HEIN, C.J.; FALLON, A.R.; ROSEN, P.; HOAGLAND, P.; GEORGIU, I.Y.; FITZGERALD, D.M.; MORRIS, M.; BAKER, S.; MARINO, G.B. & FITZSIMONS, G. 2019. **Shoreline Dynamics Along a Developed River Mouth Barrier Island: Multi-Decadal Cycles of Erosion and Event-Driven Mitigation**. *Frontiers in Earth Sciences* 7:103.
- HENDERSON, V.W. 1989. **Exterior Controls on Barrier Island Chain Morphology and Distribution**. Master thesis, Duke University, 149 p.
- HESP, P.A. 1999. **The Beach Backshore and Beyond**. *In*: Short, A.D. (Ed), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, John Wiley, 145-170 p.
- HESP, P.A. 2002. **Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics**. *Geomorphology* 48:245-268.
- HESP, P.A. 2015. **Coastal barriers**. *In*: Kennish, M.J. (Ed.), *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer, Netherlands, 128-130 p.
- HESP, P.A. & SHORT, A.D. 1999. **Barrier morphodynamics**. *In*: Short, A.D. (Ed), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, John Wiley, 307-368 p.
- HOU, B.; KEELING, J. & VAN GOSEN, B.S. 2017. **Geological and Exploration Models of Beach Placer Deposits, Integrated from Case-Studies of Southern Australia**. *Ore Geology Reviews* 80:437-459.
- HOUSER, C.; HAPKE, C. & HAMILTON, S. 2008. **Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms**. *Geomorphology* 100(3-4):223-240.
- HOYT, J. 1976. **Barrier island Formation**. *Geological Society of America Bulletin* 78(9):1125-1136.
- HURST, M.D.; BARKWITH, A.; ELLIS, M.A.; THOMAS, C.W. & MURRAY, A.B. 2015. **Exploring the sensitivities of crenulate bay shorelines to wave climates using a new vector-based one-line model**. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120(12):2586-2608.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.D.; MARTINSON, D.G.; McINTYRE, A.; MIX, A.C.; MORLEY, J.J.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. 1984. **The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine record**. *In*: Berger, A.L., Imbrie J., Hays J., Kukla G. & Saltzman B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Reidel, Boston, 1, 269-305 p.
- INMAN, D.L. & NORDSTROM, E. 1971. **On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts**. *The Journal of Geology* 79(1):1-21.
- JERVEY, M.T. 1988. **Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression**. *In*: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*: Tulsa,

- OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 47-69 p.
- JOHANNESSEN, P.N.; NIELSEN, L.H.; NIELSEN, L.; MØLLER, I.; PEJRUP, M. & ANDERSEN, T. 2010. **Architecture of an Upper Jurassic barrier island sandstone reservoir, Danish Central Graben: implications of a Holocene-Recent analogue from the Wadden Sea.** Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series, 7(1),145-155 p.
- JOHNSON, D.W. 1919. **Shore processes and shoreline development.** Wiley, New York, 584 p.
- KINSELA, M.A.; DALEY, M.J.A. & COWELL, P.J. 2016. **Origins of Holocene coastal strandplains in Southeast Australia: Shoreface sand supply driven by disequilibrium morphology.** Marine Geology 374:14-30.
- KOMAR, P. D. 1996. **The Budget of Littoral Sediments – Concepts and Applications.** Shore and Beach 64:18-26.
- KRAFT, J.C. 1980. **Grove Karl Gilbert and the origin of barrier shorelines.** Geological Society of America Special Paper 183:105-113.
- KRAUS N.C.; LARSON M. & KRIEBEL D.L. 1991. **Evaluation of beach erosion and accretion predictors.** Proc. Co. Sediments'91, ASCE, Seattle, 527-587 p.
- LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. 2001. **Sea level change through the last glacial cycle.** Science 292(5517):679-686.
- LAUZON, R.; MURRAY, A.B.; CHENG, S.; LIU, J.; ELLS, K.D. & LAZARUS, E.D. 2019. **Correlation between shoreline change and planform curvature on wave-dominated, sandy coasts.** Journal of Geophysical Research: Earth Surface. doi:10.1029/2019jf005043
- LEAL, R.A.; BARBOZA, E.G.; BITENCOURT, V.J.B.; BIANCINI da SILVA, A. & MANZOLLI, R.P. 2016. **Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis.** Journal of Coastal Research SI 75:750-754.
- LEATHERMAN, S.P.; ZHANG, K. & DOUGLAS, B.C. 2000. **Sea level rise shown to drive coastal erosion.** EOS, Transactions, American Geophysical Union 81(6):55-57.
- LEONTYEV, O.K. & NIKIFOROV, F. 1965. **On the cause of the present-day erosion of barrier bars.** Coastal Research Notes 12:5-7.
- LIMA, L.G. & PARISE, C.K. 2020. **Holocene coastal evolution of the transition from transgressive to regressive barrier in southern Brazil.** CATENA 185:104263.
- LONG, J.W. & PLANT, N.G. 2012. **Extended Kalman Filter framework for forecasting shoreline evolution.** Geophysical Research Letters 39(13):L13603.
- LORENZO-TRUEBA, J. & ASHTON, A.D. 2014. **Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model.** Journal of Geophysical Research 119:779-801.
- LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G. & AARNINKHOF, S. 2018. **The State of the World's Beaches.** Scientific Reports 8:6641.
- MARTÍNEZ, L.O.; GONZÁLEZ, J.; PILKEY, O. & NEAL, W.J. 2000. **Barrier island evolution on the subsiding central Pacific Coast, Colombia, S.A.** Journal of Coastal Research 16(3):663-674.
- 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.** Marine Geology 256(1–4):49-64.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil.** Journal of Coastal Research 25:285-293.
- MARTINS, E. M.; OLIVEIRA, J. F.; BITENCOURT, V. J. B.; SCARELLI, F. M.; BIANCINI da SILVA, A.; GRUBER, N.L.S.; ROSA, M.L.C.C. & BARBOZA, E.G. 2014. **Comportamento Evolutivo da Barreira Costeira junto ao Balneário do Camacho, Jaguaruna/SC.** Gravel (Porto Alegre) 12:109-118.
- MARTINS, E.M.; GRUBER, N.S.; BARBOZA, E.G.; CRISTIANO, S.C.; PRESTES, L.D.; MANZOLLI, R.P.; PORTZ, L.; ROCKETT, G.; OLIVEIRA, J.F.; OLIVEIRA, R.M.; FRANCHINI, R.; BITENCOURT, V.J.B.; WATANABE, T.; LEAL, R.; BRAGA, R.B.; FONTES, J.L.B.; WATANABE,

- D.; VIANNA, N.; FERREIRA, B. FAGUNDES, M.R.; VILELLA, M.M.; ESTEVES, T. & AZARIAS, P.C. 2018. **Subsídios para o planejamento estratégico costeiro do município de Jaguaruna, Santa Catarina.** Desenvolvimento e Meio Ambiente (UFPR) 44:267-289.
- MASON, O.K.; HOPKINS, D.M. & PLUG, L. 1997. **Chronology and Paleoclimate of Storm-Induced Erosion and Episodic Dune Growth across Cape Espenberg Spit, Alaska, U.S.A.** Journal of Coastal Research 13(3):770-797.
- MASETTI, R.; FAGHERAZZI, S. & MONTANARI, A. 2008. **Application of a barrier island translation model to the millennial-scale evolution of Sand Key, Florida.** Continental Shelf Research 28:1116-1126.
- McBRIDE, R.A.; ANDERSON, J.B; BUYNEVICH, I.V.; CLEARY, W.; FENSTER, M.S.; FITZGERALD, D.M.; HARRIS, M.S.; HEIN, C.J.; KLEIN, A.H.F.; LIU, B.; MENEZES, J.T.; PEJRUP, M.; RIGGS, S.R.; SHORT, A.D.; STONE, G.W.; WALLACE, D.J. & WANG, P. 2013. **Morphodynamics of Barrier Systems: A Synthesis.** Treatise on Geomorphology 10:166-244.
- McGEE, W.J. 1891. **The Lafayette Formation.** Twelfth Annual Report, U.S. Geological Survey, 367 p.
- MILLER, K.G.; KOMINZ, M.A.; BROWNING, J.V.; WRIGHT, J.D.; MOUNTAIN, G.S.; KATZ, M.E.; SUGARMAN, P.J.; CRAMER, B.S.; CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S.F. 2005. **The Phanerozoic record of global sea-level change.** Science 310:1293-1298.
- MILLIMAN, J.D. & EMERY, K.O. 1968. **Sea Levels during the Past 35,000 Years.** Science 162:1121-1123.
- MISELIS, J.L. & LORENZO-TRUEBA, J. 2017. **Natural and Human-Induced Variability in Barrier-Island Response to Sea Level Rise.** Geophysical Research Letters 44(23):922-931.
- MITCHUM, R.M.Jr. 1977. **Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy.** In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205-212 p.
- MIX, A.C.; BARD, E. & SCHNEIDER, R. 2001. **Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG).** Quaternary Science Reviews 20:627-657.
- MOORE, L.J.; LIST, J.H.; WILLIAMS, S.J. & STOLPER, D. 2010. **Complexities in barrier island response to sea level rise: insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks.** Journal of Geophysical Research 115:15-27.
- MÖRNER, N.A. 1987. **Quaternary sea level changes: Northern hemisphere data.** In: Devoy, R.J.N. (Ed.), Sea surface studies: A global view, Springer, 233-241 p.
- MORSE, D.G. 1994. **Siliciclastic Reservoir Rocks.** In: Magoon, L.B. & Dow, W.G. (Eds.), The Petroleum System: From Source to Trap. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 60, 121–139 p.
- MORTON, R.A. 2008. **Historical Changes in the Mississippi-Alabama Barrier-Island Chain and the Roles of Extreme Storms, Sea Level, and Human Activities.** Journal of Coastal Research 24(6):1587-1600.
- MORTON, R.A.; PAINE, J.G. & GIBEAUT, J.C. 1994. **Stages and durations of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, U.S.A.** Journal of Coastal Research 10(4):884-908.
- MULHERN, J.S.; JOHNSON, C.L. & MARTIN, J.M. 2017. **Is barrier island morphology a function of tidal and wave regime?.** Marine Geology 387:74-84.
- MUNARO, P. 1994. **Geologia e Mineralogia do depósito de minerais pesados de Bojuru-RS.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 96 p.
- MURRAY-WALLACE, C.V. & WOODROFFE, C.D. 2014. **The causes of Quaternary sea-level changes.** In: Murray-Wallace, C.V. & Woodroffe, C.D. (Eds.), Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective, Cambridge, Cambridge University Press, 41-78 p.
- NELSON, A.R.; SHENNAN, I. & LONG, A.J. 1996. **Identifying coseismic subsidence in tidalwetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America.** Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101(B3):6115-6135.
- NICHOLS, G. 2009. **Sedimentology and Stratigraphy.** 2 ed. Wiley-Blackwell, Oxford, 432 p.

- NICHOLLS, R.J. 2018. **Adapting to Sea-Level Rise**. *In*: Zommers, Z. & Alverson, K. (Eds.), *Resilience The Science of Adaptation to Climate Change*, Elsevier, USA, 13-29 p.
- NICOLODI, J.L.; CALLIARI, L.J.; TOLDO, E.E.; FIGUEIREDO, S.A. & MACHADO, V.C. 2018. **Rio Grande do Sul**. *In*: Muehe, D. (Ed.), *Panorama da Erosão Costeira no Brasil*, MMA, Brasília, 690-760 p.
- NIEDORODA, A.; SWIFT, D.J. & HOPKINS, T.S. 1985. **The Shoreface**. *In*: Davis, R.A.Jr. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, 533-624 p.
- NIEDORODA, A.W.; REED, C.W.; SWIFT, D.J.P.; ARATA, H., & HOYANAGI, K. 1995. **Modeling shore-normal large-scale coastal evolution**. *Marine Geology* 126:181-199.
- OERTEL, G. F. 1985. **The barrier island system**. *Marine Geology* 63:1-18.
- OERTEL, G.F.; KRAFT, J.C.; KEARNEY, M.S. & WOO, H.J. 1992. **A Rational Theory for Barrier Lagoon Development**. *In*: Fletcher III, C.H. & Wehmiller, J.F. (Eds.), *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems*, Tulsa, SEPM 48, 78-87 p.
- OLIVEIRA, J. F.; BARBOZA, E.G.; MARTINS, E.M. & SCARELLI, F.M. 2019. **Geomorphological and stratigraphic analysis applied to coastal management**. *Journal of South American Earth Sciences* 96:102358.
- OLIVER, T.S.N.; MURRAY-WALLACE, C.V. & WOODROFFE, C.D. 2019. **Holocene shoreline progradation and coastal evolution at Guichen and Rivoli Bays, southern Australia**. *The Holocene* (10.1177/0959683619875815):1-19.
- OOST, A.P.; HOEKSTRA, P.; WIERSMA, A.; FLEMMING, B.; LAMMERTS, E.J.; PERJUP, M.; HOFSTEDÉ, J.; VAN DER VALK, B.; KIDEN, P.; BARTHOLDY, J.; VAN DER BERG, M.W.; VOS, P.C.; VRIES, S. & WANG, Z.B. 2012. **Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future**. *Ocean & Coastal Management* 68:18-38.
- OTVOS, E.G. 1970. **Development and migration of barrier islands, northern Gulf of Mexico**. *Geological Society of America Bulletin* 81:241-246.
- OTVOS, E.G. 2012. **Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues**. *Geomorphology* 139(140):39-52.
- OTVOS, E.G. & CARTER, G.A. 2013. **Regressive and transgressive barrier islands on the North-Central Gulf Coast — Contrasts in evolution, sediment delivery, and island vulnerability**. *Geomorphology* 198:1-19.
- PASSERI, D.L.; HAGEN, S.C.; BILSKIE, M.V. & MEDEIROS, S.C. 2015. **On the significance of incorporating shoreline changes for evaluating coastal hydrodynamics under sea level rise scenarios**. *Natural Hazards* 75(2):1599-1617.
- PATTERSON, D.C. & NIELSEN, P. 2016. **Depth, bed slope and wave climate dependence of long term average sand transport across the lower shoreface**. *Coastal Engineering* 117:113-125.
- PELTIER, W.R. 1998. **Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics**. *In*: Stewart, I. & Vitafinzi, C. (Eds.), *Coastal Tectonics*, Geological Society Special Publication 146, 1-29 p.
- PELTIER, W.R. 2002. **On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene**. *Quaternary Science Reviews* 21(1–3):377-396.
- PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J. & BARLETTA, R.C. 2010. **Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach**. *Continental Shelf Research* 30(3–4):270-280.
- PILKEY, O.H; YOUNG, R.S.; RIGGS, S.R.; SMITH, A.W.S.; WU, H. & PILKEY, W.D. 1993. **The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review**. *Journal of Coastal Research* 9:255-278.
- PILKEY, O.H.; COOPER, J.A.G. & LEWIS, D. 2009. **Global distribution and geomorphology of fetch-limited barrier islands**. *Journal of Coastal Research* 25:819-837.
- PHILLIPS, J. D. 2007. **The perfect landscape**. *Geomorphology* 84:159-169.
- POMEROL, C.; LAGABRIELLE, Y.; RENARD, M. & GUILLOT, S. 2013. **Princípios de geologia: técnicas, modelos e teorias**. 14. ed. Porto Alegre: Bookman, 1052 p.
- PORTZ, L.C.; MANZOLLI, R.P.; GRUBER, N.L.S. & CORRÊA, I.C.S. 2010. **Turismo e degradação na orla do Rio Grande do Sul: conflitos e gerenciamento**. *Desenvolvimento e Meio*

Ambiente (UFPR) 22:153-166.

- PRESTON, J.; HURST, M.D.; MUDD, S.M.; GOODWIN, G.C.H.; NEWTON, A.J; & DUGMORE, A.J. 2018. **Sediment accumulation in embayments controlled by bathymetric slope and wave energy: Implications for beach formation and persistence.** *Earth Surface Processes and Landforms* 43(11):2421-2434.
- PSUTY, N.P. 2008. **The Coastal Foredune: A Morphological Basis for Regional Coastal Dune Development.** *In: Martínez, M.L. & Psuty, N.P. (Eds.), Coastal Dunes Ecology and Conservation, Springer Nature Switzerland, 11-27 p.*
- PYE, K. & BLOTT, S.J. 2008. **Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: an investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK.** *Geomorphology* 102: 652-666.
- RAMPINO, M.R. & SANDERS, J.E. 1980. **Holocene transgression in south-central Long Island, New York.** *Journal of Sedimentary Petrology* 50:1063-1080.
- REINSON, G.E. 1992. **Transgressive barrier island and estuarine systems.** *In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), Facies models - Response to sea level change, Ontario, Geological Association of Canada, 179-194 p.*
- RICHARDSON, J.G.; SANGREE, J.B. & SNEIDER, R.M. 1988. **Coastal barrier reservoirs.** *Journal of Petroleum Technology* 40(9):1127-1128.
- RIGGS, S.R.; CLEARY, W.J & SNYDER, S.W. 1995. **Influence of inherited geological framework on barrier shoreface morphology and dynamics.** *Marine Geology* 126:213-234.
- RIJN, L.C.; WALSTRA, D.J.R.; GRASMEIJER, B. & SUTHERLAND, J. 2003. **The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models.** *Coastal Engineering* 47:295-327.
- ROSA, M.L.C.C.; BARBOZA, E.G.; ABREU, V.S.; TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2017. **High-Frequency Sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term base-level fall.** *Brazilian Journal of Geology* 47(2):183-207.
- ROSATI, J.D.; DEAN, R.G. & STONE, G.W. 2010. **A cross-shore model of barrier island migration over a compressible substrate.** *Marine Geology* 271:1-16.
- ROY, P.S.; COWELL, M.A.; FERLAND, M.A. & THOM, B.G. 1994. **Wave-dominated coasts.** *In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, Cambridge, Cambridge University Press, 121-186 p.*
- SANDERS, J.E. & KUMAR, N. 1975. **Evidence of shoreface retreat and in-place "drowning" during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York.** *Geological Society of America Bulletin* 86:65-76.
- SCARELLI, F. M.; BARBOZA, E. G.; CANTELLI, L. & GABBIANELLI, G. 2017. **Surface and subsurface data integration and geological modelling from the Little Ice Age to the present, in the Ravenna coastal plain, northwest Adriatic Sea (Emilia-Romagna, Italy).** *Catena (Cremlingen)* 151:1-15.
- SCHWAB, W.C.; BALDWIN, W.E.; DENNY, J.F.; HAPKE, C.J.; GAYES, P.T.; LIST, J.H. & WARNER, J.C. 2014. **Modification of the Quaternary stratigraphic framework of the inner-continental shelf by Holocene marine transgression: An example offshore of Fire Island, New York.** *Marine Geology* 355:346-360.
- SCHWARTZ, M.L. 1973. **Barrier Islands.** *Benchmark Papers in Geology* 9, Dowden, Hutchinson, and Ross, 451 p.
- SHEPARD, F.P. 1973. **Seacoast classification.** *Submarine Geology: Harper Row, New York, 102-122.*
- SHEPARD, M.J. 1991. **Relict and contemporary foredunes as indicators of coastal processes.** *In: Brierley, G. & Chappell, J. (Eds.), Applied Quaternary studies, Camberra, 17-24 p.*
- SINGH, A.; PATHIRANA, S. & SHI, H. 2005. **Assessing coastal vulnerability: developing a global index for measuring risk.** *Nairobi: United Nations Environment Programme, 54 p.*
- SMALL, C. & NICHOLLS, R.J. 2003. **A global analysis of human settlement in coastal zones.** *Journal of Coastal Research* 19:584-599.

- STIVE, M.J.F. & DE VRIEND H.J. 1995. **Modeling shoreface profile evolution**. *Marine Geology* 126(1–4):235-248.
- STIVE, M.J.F.; COWELL, P.J. & NICHOLLS, R.J. 2009. **Beaches, cliffs and deltas**. *In*: Slaymaker, O.; Spencer, T. & Embleton-Hamann, C. (Eds.), *Geomorphology and Global Environmental Change*, Cambridge:Cambridge University Press, 158-179 p.
- STIVE, M.J.F.; AARNINKHOF, S.G.J.; HAMM, L.; HANSON, H.; LARSON, M.; WIJNBERG, K.M.; NICHOLLS, R.J. & CAPOBIANCO, M. 2002. **Variability of shore and shoreline evolution**. *Coastal Engineering* 47:211-235.
- STOLPER, D.; LIST, J.H. & THIELER, E.R. 2005. **Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST)**. *Marine Geology* 218:17-36.
- STORMS, J.E.A.; WELTJE, G.J.; VAN DIJKE, J.J.; GEEL, C.R.; & KROONENBERG, S.B. 2002. **Process-response modeling of wave-dominated coastal systems: simulating evolution and stratigraphy on geological timescales**. *Journal of Sedimentary Research* 72(2):226-239.
- STUTZ, M.L. & PILKEY, O.H. 2001. **A review of global barrier island distribution**. *Journal of Coastal Research* SI 34:15-22.
- SWIFT, D.J.P. 1974. **Continental shelf sedimentation**. *In*: Burk, C.A. & Drake, C.L. (Eds.), *The geology of continental margins*, Berlin: Springer-Verlag, II, 7-36 p.
- SWIFT, D.J.P.; FREELAND, G.L.; GADD, P.E.; HAN, G.; LAVELL, J.W. & STUBBLEFIELD, W.L. 1976. **Morphologic evolution and coastal sand transport, New York-New Jersey shelf**. *In*: Gross, M.G. (Ed.), *Middle Atlantic Continental Shelf and the New York Bight*, Am. Soc. Limnology Oceanographic 2, 69-89 p.
- SWIFT, D.J.P. & THORNE, J.A. 1991. **Sedimentation on continental margins: A general model for shelf sedimentation**. *In*: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., & Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: International Association of Sedimentologists, Special Publication* 14, 3-31 p.
- THEUERKAUF, E.J. & RODRIGUEZ, A.B. 2017. **Placing Barrier-Island transgression In a Blue-Carbon Context: Barrier island carbon budget model**. *Earth's Future* 5:1-22.
- THOM, B.G. 1974. **Coastal erosion in eastern Australia**. *Search* 5:198-209.
- TIMMONS, E.A.; RODRIGUEZ, A.B.; MATTHEUS, C.R. & DEWITT, R. 2010. **Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA**. *Marine Geology* 278(1–4):100-114.
- TOLDO, E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; NICOLODI, J.L. MARTINS, L.R. 2005. **Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul**. *GRAVEL (Porto Alegre)* 3:31-38.
- TOLDO, E.E.; NICOLODI, J.L.; ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S. 2006. **Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport**. *Journal of Coastal Research* SI 39:390-394.
- TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; MANZOLLI, R.P. & CARON, F. 2013. **Processos de transferência de sedimentos durante a transgressão de barreiras arenosas costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul**. XIV ABEQUA, Natal/RN, 1 p.
- TRAVESSAS, F.A.; DILLENBURG, S.R. & CLEROT, L.C.P. 2005. **Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira**. *Boletim Paranaense de Geociências* 57:57-73.
- US Geological Survey. 2019. **Paleoclimate Research**. Disponível em: < <https://www2.usgs.gov/landresources/lcs/paleoclimate/proxies.asp> Acesso em: 06/03/2019.
- VALENTIN, H. 1952. **Die Küsten der Erde**, 246. Petermanns geographische Mitteilungen, Gotha, J. Perthes, 118 p.
- VAN DEN BERG, N.; FALQUÉS, A. & RIBAS, F. 2012. **Modeling large scale shoreline sand waves under oblique wave incidence**. *Journal Of Geophysical Research* 117(F03):F03019.
- VAN HETEREN, S. 2014. **Barrier Systems**. *In*: Masselink, G. & Gehrels, R. (Eds.), *Coastal Environments and Global Change*, John Wiley & Sons, 194-226 p.

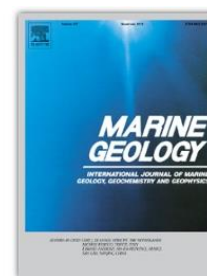
- VINENT, O.D. & MOORE, L.J. 2014. **Barrier island bistability induced by biophysical interactions**. *Nature Climate Change* 5(2):158-162.
- VITOUSEK, S.; BARNARD, P.L.; LIMBER, P.; ERIKSON, L. & COLE, B. 2017. **A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change**. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 122(4):782-806.
- WALTERS, D.; MOORE, L.J.; VINENT, O.D.; FAGHERAZZI, S. & MARIOTTI, G. 2014. **Interactions between barrier islands and backbarrier marshes affect island system response to sea level rise: Insights from a coupled model**. *Journal of Geophysical Research Earth Surface* 119(9):2013–2031.
- WERNETTE, P.A.; HOUSER, C.; WEYMER, B.; EVERETT, M.; BISHOP, M. & REECE, B. 2018. **Influence of a spatially complex framework geology on barrier island geomorphology**. *Marine Geology* 398:151-162.
- WESTPHALEN, A.B.; SALDANHA, D.L.; ESPINOZA, J.M.A.; CALLIARI, L.J. & ORTIZ, M.S. **Identificação de minerais de titânio na Região do Bojuru, São José do Norte, RS - Brasil, com técnicas de espectroscopia de reflectância**. *Serie Correlación Geológica* 33(1–2):121-128.
- WILLIAMS, H.; VAN HOANG, L.; ELLIOTT, P.; NGUYEN, H.H. & MANH, H. 2019. **A Tentative Record of Mid-Holocene Sea-Level Highstand and Barrier Overwash from the Cam River Mouth, Vietnam**. *Journal of Coastal Research* 35(4):852-860.
- WHITEHOUSE, R.; BALSON, P.; BEECH, N.; BRAMPTON, A.; BLOTT, S.; BURNINGHAM, H.; COOPER, N.; FRENCH, J.; GUTHRIE, G.; HANSON, S.; NICHOLLS, R.J.; PEARSON, S.; PYE, K.; ROSSINGTON, K.; SUTHERLAND, J. & WALKDEN, M. 2009. **Characterisation and prediction of large-scale, long-term change of coastal geomorphological behaviours: final science report**. Bristol, GB, Environment Agency UK, 265 p.
- WOODROFFE, C.D. 2002. **Coasts: form, process, and evolution**. Cambridge, University Press, 623 p.
- WOODROFFE, C.D. 2007. **The Natural Resilience of Coastal Systems: Primary Concepts**. *In*: McFadden, L, Penning-Rowsell, E. & Nicholls, R.J. (Eds.), *Managing Coastal Vulnerability*, Elsevier, Amsterdam, 45-60 p.
- WOODROFFE, C.D. & MURRAY-WALLACE, C.V. 2012. **Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future**. *Quaternary Science Reviews* 54:4-11.
- WOODROFFE, C.D.; COWELL, P.J.; CALLAGHAN, D.P.; RANASINGHE, R.R.; WAINWRIGHT, D.J.; BARRY, S.J.; ROGERS, K. & DOUGHERTY, A.J. 2012. **A model framework for assessing risk and adaptation to climate change on Australian coasts**. *In*: National Climate Change Adaption Research Facility, Gold Coast, 205 p.
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. 1984. **Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A Synthesis**. *Marine Geology* 56:93-118.
- ZENKOVICH, V.P. 1967. **Processes of Coastal Development**. Oliver and Boyd, London, 739 p.
- ZINNERT, J.C.; VIA,S.M.; NETTLETON, B.P.; TULEY, P.A.; MOORE, L. J. & STALLINS, J.A. 2019. **Connectivity in coastal systems: barrier island vegetation influences upland migration in a changing climate**. *Global Change Biology* 25(7):2419-2430.
- ZHANG, W. 2015. **Barrier island**. *In*: Kennish, M.J. (Ed.), *Encyclopedia of Estuaries*, Springer Netherlands, 47-52 p.

ANEXOS

I) Comprovante de aceite do artigo 1

Application of multivariate statistical techniques in the alongshore differentiation of coastal barriers

Article reference	MARGO_106077
Journal	Marine Geology
Corresponding author	Volney Junior Borges de Bitencourt
First author	Volney Junior Borges de Bitencourt
Received at Editorial Office	25 Oct 2018
Article revised	31 Oct 2019
Article accepted for publication	2 Nov 2019



ISSN 0025-3227

Last update: 2 Nov 2019

[Share via email](#)

Status comment

- Your article has been received for production.

Bibliographic information

Volume/Issue
Will appear soon

II) Comprovante de submissão do artigo 2

REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA

[CAPA](#) [SOBRE](#) [PÁGINA DO USUÁRIO](#) [PESQUISA](#) [ACTUAL](#) [ANTERIORES](#) [NOTÍCIAS](#)

Capa > Usuário > Autor > Submissões > #1789 > **Resumo**

#1789 Sinopse

RESUMO AVALIAÇÃO EDIÇÃO

Submissão

Autores: Volney Junior Borges de Bitencourt, Sergio Rebello Dillenburg, Eduardo Guimarães Barboza, Maria Luiza Correa da Camara Rosa, Rogerio Portantolo Manzoli
Título: Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul
Documento original: [1789-386389429-1-SM.DOCX](#) 2019-10-26
Docs. Sup.: [1789-386389430-1-SR.DOCX](#) 2019-10-26 [INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR](#)
Submetido por: Volney Junior Borges de Bitencourt
Data de submissão: outubro 26, 2019 - 12:31

USUÁRIO

- [Perfil](#)
- [Sair do sistema](#)

CONTEÚDO DA REVISTA

Pesquisa

Escopo da Busca

Todos

Procurar

- [Por Edição](#)
- [Por Autor](#)
- [Por título](#)

AUTOR

Submissões

- [Active \(1\)](#)
- [Arquivo \(0\)](#)
- [Nova submissão](#)

III) Comprovante de submissão do artigo 3

GEOMORPHOLOGY [Contact us](#) [Help](#) Username: vjbborges@gmail.com
[main menu](#) | [submit paper](#) | [guide for authors](#) | [register](#) | [change details](#) | [log out](#) Switch To: [Author](#) Go to: [My EES Hub](#)

Submissions Being Processed for Author **Volney Junior Borges de Bitencourt**

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

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links	GEOMOR-9161	Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil	Nov 02, 2019	Nov 02, 2019	With Editor

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

[<< Author Main Menu](#)

IV) Parecer nº 1

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL MÉDIO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: Volnei Junior Borges de Bitencourt
Orientador: Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg
Examinador: Prof. Dr. Anderson Biancini da Silva
Data: 06/12/2019
Conceito: B
PARECER:
<p>A Tese apresenta uma consonância entre objetivos, metodologia e resultados obtidos, no entanto, a caracterização do problema não é apresentada de forma clara e objetiva.</p> <p>As figuras e tabelas são apresentadas em resolução e dimensões adequadas, sendo estas, confeccionadas de forma didática e de fácil compreensão.</p> <p>O ponto alto da Tese é o capítulo 3, no qual esta inserido o artigo publicado. Este apresenta uma análise estatística multivariada para definir o comportamento das barreiras holocênicas.</p> <p>Também merece destaque as diferentes ferramentas e procedimentos metodológicos abordados. Da mesma forma, saliento as novas evidências que caracterizaram o padrão de empilhamento do setor norte da área de estudo.</p> <p>Considerando que os artigos do capítulo 4 e 5 ainda não foram publicados, teço alguns comentários, sugestões e algumas dúvidas sobre os aspectos abordados, e espero que os mesmos sejam utilizados para reflexão e aprimoramento.</p> <p>Capítulo 4:</p> <p><i>Resumo</i> (Pag. 95): A palavra “tentativamente” não está em consonância com o texto.</p> <p><i>Área de Estudo:</i> (Pag. 99): Rever a citação Barboza & Tomazelli (2003) pois os autores consideraram uma ascensão do nível do mar nos últimos 2 ka.</p> <p>(Figura 4.1 - pag. 99): Apresenta uma barreira afogada (MIS3) que não consta descrição na legenda. Da mesma forma, as altitudes e idades das barreiras se</p>

diferem das apresentadas na figura 3.1 (capítulo 2 - pag. 59). Estas deverão estar em conformidade.

(Pag.100): A citação de Fernandez *et al.* (2019) esta fora de contexto, não sendo necessário uma abordagem, neste artigo, da vegetação da planície costeira.

Processamento dos dados de Georadar (Pag. 102): Sugiro que os conjuntos de reflexões sejam denominados de radarfácies - nomenclatura proposta por Neal et al. (2002).

Resultados:

(Pag. 102): Sugiro o uso de sinônimos, pois a palavra estudo/estudada esta presente sucessivas vezes.

(Pag. 104): As descrições de todas as radarfácies deveriam seguir um padrão sequencial de detalhamento (amplitude, terminação dos refletores, profundidade, espessura e etc.).

(Figuras 4.4 a 4.9 - pag. 105 a 108): Acredito que as radarfácies que representam os depósitos lagunares foram interpretadas, erroneamente, em sua parte inferior, como depósitos pleistocênicos. Tal equívoco é principalmente evidente na figura 4.6 onde se observam, claramente, refletores com contraste elevado migrando em alto ângulo no sentido do continente (depósitos de margem lagunar). Sugiro uma revisão da delimitação das radarfácies.

(Pag. 108): Apresentação de uma tabela com uma breve descrição das radarfácies facilitaria a compreensão do leitor.

Discussão:

(Pag. 110):De acordo com o conteúdo apresentado levanta-se aqui uma hipótese para sua Tese que não foi abordada explicitamente: A existência de padrões estratigráficos anômalos dentro do contexto de projeções costeiras (área de estudo), sendo estes gerados por fatores autóctones de mais alta frequência.

(Pag. 111): Considerando a variabilidade no comportamento evolutivo, devido aos diferentes fatores autóctones, que agem em diferentes escalas, poderiam ser aprofundados os seguintes pontos: a) Existe um setor transicional na área de estudo (projeção costeira)? b) A inversão do padrão de empilhamento ocorre de que forma? c) A transição é abrupta ou gradacional? d) Mudanças na inclinação do substrato, ou da antepraia, influenciaram nesta variabilidade?

Capítulo 5:

Study Area

(Figure 5.2 - pag. 124): Na tabela apresentada, ao lado desta figura, é possível observar diferentes intensidades no suprimento sedimentar que por sua vez definiram a tipologia das barreiras. Como foram definidas estas intensidades?

(Pag. 130): *Coastal tracts* apresentados na figura A não deveriam ter sido construídos do +2 ao -30 m? Ao invés desta altitude e batimetria os mesmos foram elaborados da linha de costa atual (0) a -50 m. Outra dúvida que me surge é se

iniciássemos os perfis na cota 0 obteríamos inclinações elevadas, pois incluiríamos os altos gradientes oriundos da antepraia. Tal fato influenciaria nos dados obtidos?

Results:

(Pag. 133): "*Northern end of the Patos lagoon*". Perfil 1 se situa no extremo sul da Lagoa dos Patos. Corrigir.

(Pag. 134): Erro de digitação, inclinação de 0.085 ao invés de 0.083°. Corrigir.

(Pag. 134): Nas simulações apresentadas foi necessário adicionar/retirar um volume de sedimentos para as barreiras atingirem a posição/largura atual. Na sua opinião, por que isso ocorre? Trabalhos em barreiras costeiras ao redor do mundo, usando a mesma metodologia, também é necessário tal ajuste?

Discussions:

(Pag 136): É mencionado pela primeira vez o município de Cidreira o qual não se faz presente nos mapas apresentados.

(Pag. 137): "*At the time (between 9 and 5.6 ka), with the RSL rising, the middle littoral Holocene barrier was probably narrow and segmented by a series of inlets*". Como você chegou nessa conclusão?

(Pag. 138): A relação largura da barreira versus declividade do substrato deveria ser analisada e discutida.

Quanto ao Capítulo 6 (Considerações Finais): Carece de uma melhor integração dos dados e aprofundamento dos resultados obtidos. É neste capítulo que o autor deveria analisar criticamente o produto do seu trabalho integrando os artigos apresentados e avaliando a hipótese levantada.

Todas as questões levantadas e as sugestões aqui expostas foram elaboradas com o intuito de contribuir com o nível do trabalho que esta adequado a uma Tese de Doutorado.

Assinatura:


Anderson Biancini de Lira

Data: 06/12/2019

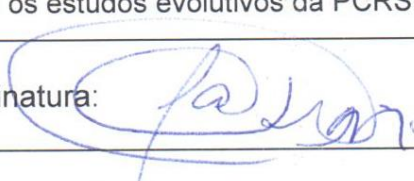
Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

V) Parecer nº 2

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL MÉDIO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”	
Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA	
Autor: VOLNEY JUNIOR BORGES DE BITENCOURT	
Orientador: Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg	
Examinador: Prof. Dr. Felipe Caron	
Data: 06/12/2019	
Conceito: A(Excelente)	
PARECER:	
<p>A Tese de Doutorado aqui avaliada apresenta uma importante contribuição ao estudo da evolução de barreiras costeiras, e peculiarmente um detalhamento deste sistema no litoral médio da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. A avaliação da presente Tese foi feita com base em dois aspectos: o da forma e o de conteúdo: Quanto a forma, a Tese se encontra dentro das normas do PPGGEO-UFRGS e conta com uma divisão em 6 capítulos sendo que cerca de 70% fazem parte dos itens 3, 4 e 5, do corpo principal do texto apresentado na forma de três artigos científicos. Quanto a forma em geral das figuras, apresentam-se com muito boa qualidade, excelente resolução e sem deformações, o que se traduz em clareza e boa visualização gráfica dos resultados expressos. Raros casos são de não distinção de elementos científicos obrigatórios. As legendas das figuras são explicativas, sendo raras exceções a falta de informação. O texto está formatado, adequado e ordenado com as figuras. De modo geral quanto ao conteúdo apresentado na Tese, possui rigor científico contendo referências clássicas e atuais que vão de encontro ao assunto abordado. Os objetivos e a problemática são bem apresentados e percebe-se que os resultados e discussões estão em consonância com que é proposto na forma dos três artigos. O artigo 1, já publicado, se traduz em uma boa referência quanto a estatística de parâmetros oceanográficos e geológicos que permitiram determinar o comportamento de barreiras costeiras. No geral, as características da antepaia e do substrato foram as variáveis mais importantes nesta diferenciação, bem como a orientação da linha de costa e o tipo morfodinâmico de praia. As conclusões são claras, objetivas e pertinentes. O artigo 2, em processo de publicação, contém resultados de boa qualidade onde deve ser ressaltado o uso de geotecnologias. A mais importante contribuição é que trechos antes interpretados como retrogradacionais e agradacionais foram reinterpretados como progradacionais, ao passo que setores progradacionais foram reinterpretados como retrogradacionais. Como ainda o artigo ainda não foi publicado, durante a arguição, foram sugeridas readequações, modificações e ainda inserções principalmente quanto a novas interpretações dos resultados bem como nas discussões. O artigo 3 apresenta modelagens com o GEOMBEST na formação e evolução dos diferentes trechos da barreira costeira holocênica no litoral médio do RS. O autor aponta que topografia antecedente com amplo domínio do nível do mar são os principais controladores da evolução costeira entre 9 a 5,6 ka. E entre 5,6 ka até o presente as diferentes as taxas de influxo de sedimento (adicionado ou removido) tiveram um papel fundamenta na evolução deste sistema. Como este artigo ainda esta em processo de publicação, também foram sugeridas alterações e modificações a fim de contribuir para melhor esclarecer os resultados obtidos, bem como as discussões. Por fim o trabalho contempla uma excelente tese de Doutorado que colabora com o conhecimento de sistemas deposicionais costeiros, especialmente na evolução de barreiras costeiras. Contando com análise estatística de parâmetros costeiros e de dados de georadar inéditos de muito boa qualidade, o presente trabalho contribui significativamente na compreensão da evolução da barreira costeira no litoral médio do Rio Grande do Sul.</p>	
Assinatura: 	Data: 06/12/2019
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

VI) Parecer nº 3

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“FATORES DE CONTROLE NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DA BARREIRA COSTEIRA HOLOCÊNICA NO LITORAL MÉDIO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Volney Junior Borges de Bitencourt	
Orientador: Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg	
Examinador: Prof. Dr. Jair Weschenfelder	
Data: 6dez2019	
Conceito: A (Excelente)	
PARECER:	
<p>A Tese de Doutorado do aluno do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da UFRGS, <i>Volney Junior Borges de Bitencourt</i>, aborda o tema relevante da evolução dos sistemas de barreiras costeiras do RS, suas interações/inter-relações com a evolução e morfologia da plataforma continental adjacente, bem como em um aspecto mais amplo, da evolução dos ambientes deposicionais costeiros do RS e seus análogos. A estrutura da Tese segue os requisitos de 'tese por artigo', requerida pelas normativas do PPGGEO/UFRGS. O texto é bem escrito e praticamente sem erros gramaticais ou de formatação, as figuras são claras e bem acabadas, permitindo ao leitor uma leitura agradável do manuscrito. Um ponto que poderia ser mais aprofundado é a definição mais precisa da morfologia/gradiente do substrato sobre o qual a barreira holocênica do RS transladou e rotou durante o Holoceno. Registros sísmicos de alta resolução da plataforma continental do RS têm sido apresentados nos últimos anos, os quais podem fornecer esses dados, incluindo gradiente, formas de fundo, estrutura e geometria do pacote holocênico; esses registros sísmicos foram apresentados por Abreu & Calliari (2005), Terra (2013), Rocha et al. (2014), Camargo (2015), Melo (2017) e possivelmente outros. Em relação aos parâmetros morfodinâmicos praias, o autor poderia ter abordado o trabalho de Reichow (2018), relevante nesta temática e área geográfica da Tese. Finalmente, a Tese é uma contribuição importante, com uma abordagem (tese) inovadora, para os estudos evolutivos da PCRS.</p>	
 Prof. Jair Weschenfelder IGEO/UFRGS	Data: 6 DEZ 2019
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	