

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE  
ESCOLA DE ENGENHARIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA OCEÂNICA

ESTIMATIVA DO TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS A PARTIR DA  
MODELAGEM DE ONDAS PARA A COSTA BRASILEIRA

Por

Thaísa Beloti Trombetta

Dissertação para obtenção do Título de Mestre em Engenharia Oceânica

Rio Grande, 22 de Fevereiro de 2019

ESTIMATIVA DO TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS A PARTIR DA  
MODELAGEM DE ONDAS PARA A COSTA BRASILEIRA

Por

Thaísa Beloti Trombetta  
Engenheira Civil

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica (PPGEO) da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande (FURG), como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Título de Mestre em Engenharia Oceânica.

Área de Concentração: Engenharia Costeira

Orientador: Prof. Dr. Wiliam Correa Marques

Coorientador: Dr. Eduardo de Paula Kirinus

Aprovada por:

Prof. Dr. Liércio André Isoldi

PPGEO/FURG

Prof. Dr. Miguel da Guia Albuquerque

Membro externo/IFRS

Prof. Dr. Liércio André Isoldi  
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica

Rio Grande, 22 de Fevereiro de 2019

Dedico este trabalho especialmente aos meus pais,  
Sandra e Evaldo.

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de registrar aqui meus agradecimentos àqueles que, de forma fundamental, determinaram a trajetória que levou à esta dissertação. A pesquisa desenvolvida é fruto de uma longa caminhada, marcada por experiências e trocas que determinaram minha formação acadêmica e profissional.

Gostaria de agradecer primeiramente e com especial carinho aos meus pais, Sandra e Evaldo, fonte de todo amor e suporte incondicionais. Sem vocês, nada disso seria possível.

Ao meu irmão, Mateus, pela descontração diária e pela ajuda em todos os momentos necessários, demonstrando sempre o seu apoio.

Ao meu orientador, Professor Wiliam Correa Marques, por sua admirável competência e disponibilidade em ajudar, e por ser um profissional brilhante e sempre entusiasmado com o trabalho.

Aos meus colegas do Laboratório de Análise Numérica e Sistemas Dinâmicos (LANSD) que colaboraram com a minha formação acadêmica, resolvendo dúvidas e debatendo questões.

À minha amiga, Bianca Taborda de Oliveira, que sempre esteve presente, me escutando, aconselhando e torcendo por mim. Mesmo que indiretamente, nosso companheirismo foi essencial.

À Universidade Federal do Rio Grande (FURG), incluindo servidores e terceirizados, pelo trabalho de qualidade prestado ao longo dos anos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado (Código de Financiamento 001) que possibilitou a realização desse trabalho com dedicação exclusiva.

À todos professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica (PPGEO), pelos ensinamentos ao longo da minha formação, em especial aos professores Liércio e Elizaldo por toda dedicação.

Aos membros da banca examinadora, pela disponibilidade e por aceitarem participar da construção deste trabalho. Agradeço por todas as contribuições dadas por vocês.

À todos que, por ventura, não estão contemplados nos agradecimentos anteriores, mas que sabem que participaram de forma positiva na minha vida.

## RESUMO

A ocorrência de mudanças morfológicas nos ambientes costeiros é decorrente da interação dos processos terrestres, oceânicos e atmosféricos. A mobilidade dos sedimentos, transportada pelos efeitos constantes das ondas, correntes litorâneas, marés e ventos, resulta em processos de acreção e/ou erosão praial. A falta de planejamento e gestão com relação ao transporte de sedimentos ao longo da costa, seja por causas naturais ou antropogênicas, pode alterar a curto ou longo prazo o equilíbrio existente em regiões costeiras, ocasionando ou acelerando processos erosivos e resultando em prejuízos econômicos e ambientais. Inserido neste contexto, o presente trabalho tem como finalidade identificar as médias anuais do transporte de sedimentos ao longo de toda a costa brasileira, a direção dominante da deriva litorânea e a sua variabilidade espaço-temporal. Para isso, foi considerada a modelagem de ondas geradas por vento, utilizando o modelo Tomawac (pertencente ao consórcio *open* Telemac-Mascaret), para um período de 37 anos (1979 a 2015), além de quatro metodologias para o cálculo do transporte sedimentar. Para a análise de variabilidade espaço-temporal foi aplicada a análise de ondaletas, relacionando o efeito dos ciclos de curto e longo período sobre o comportamento do transporte longitudinal de sedimentos. Os resultados mostraram que três metodologias aplicadas nos cálculos se mostraram satisfatórias, e apenas uma superestimou os resultados, sendo considerada inadequada em todos os trechos. As maiores taxas calculadas para o transporte longitudinal de sedimentos ocorreram na Região Nordeste, destacando-se o trecho entre Pina (Pernambuco) e Piaçabuçu (Alagoas), com médias de até  $844\,320\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ . Além disso, destaca-se os pontos em Maraú e Ilhéus, ambos na Bahia, com médias de aproximadamente  $650\,000\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ . Por outro lado, as menores médias ocorreram em Meia Praia (Santa Catarina), com  $13\,497\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ , seguida por Mucuri (Bahia), com  $22\,577\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ , e Ilha Comprida (São Paulo), com  $24\,067\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ . Em relação ao efeito dos ciclos de variabilidade no transporte sedimentar, foi observado que na Região Nordeste, os ciclos anuais e interanuais resultaram mais frequentes e energéticos que na Região Sul, onde os ciclos de período curto apresentaram importância similar aos ciclos mais longos, durante os 37 anos do estudo. Entretanto, no contexto global da análise, os ciclos de longo período são mais significativos para o transporte longitudinal de sedimentos, por se tratar de um processo que ocorre a longo prazo. Desta forma, o presente estudo contribui com informações sobre o transporte longitudinal de sedimentos, destacando-se as médias anuais e a deriva dominante. Além disso, questões importantes relacionadas à influência dos ciclos de variabilidade na região de estudo são discutidas, ressaltando a importância dos eventos de mais longo período para o controle do transporte sedimentar no litoral brasileiro. Ademais, tais informações podem ser consideradas em projetos futuros, que envolvem a gestão e o manejo sustentável das zonas costeiras, possibilitando uma identificação preliminar do movimento dos sedimentos ao longo de toda a costa brasileira.

**Palavras-Chave:** Modelagem Numérica; Tomawac; CERC; Kamphuis; Transporte Sedimentar.

## ABSTRACT

The occurrence of morphological changes in coastal environments is caused by the interaction of terrestrial, oceanic and atmospheric processes. Sediment mobility, carried by the constant effects of waves, coastal currents, tides and winds, results in processes of accretion and/or beach erosion. The lack of planning and management in relation to sediment transport along the coast, whether by natural or anthropogenic causes, can alter the existing or short-term equilibrium in coastal regions, causing or accelerating erosive processes and resulting in economic and environmental damages. Within this context, the present work aims to identify the annual sediment transport averages along the entire Brazilian coast, the dominant direction of the coastal drift and its spatial variability. In this way, a wind-generated wave modeling was considered, using the Tomawac model (from *open* Telemac-Mascaret consortium), with 37 years of data (1979 to 2015), as well as four sediment transport formulations. For the spatiotemporal variability, the analysis of wavelets was applied, relating the effect of cycles of variability over the behavior of longitudinal sediment transport. The results showed that three methodologies applied in the calculations were satisfactory, and only one overestimated the results, being considered inadequate in all the sections. The largest annual volumes of sediment transport occurred in the Northeastern Region of Brazil, highlighting the stretch between Pina (Pernambuco) and Piaçabuçu (Alagoas), with averages up to  $844\,320\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . In addition, the points in Maraú and Ilhéus, both in Bahia, are highlighted, with averages of approximately  $650\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, the smallest transport averages occurred in Meia Praia (Santa Catarina), with  $13\,497\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , followed by Mucurí (Bahia), with  $22\,577\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , and Ilha Comprida (São Paulo), with  $24\,067\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . In relation to the effect of cycles of variability on sedimentary transport, it was observed that in the Northeast region, annual and interannual cycles were more frequent and more energetic than in the Southern Region, where short cycle cycles presented similar importance to longer cycles, during the 37 years of study. However, in the overall context of the analysis, the long period cycles are more significant for longitudinal sediment transport, since this is a long term process. In this way, the present article contributes with information on longshore sediment transport, highlighting the annual methods and the dominant drift. In addition, important questions about the influence of cycles of variability in the study region are discussed, emphasizing the importance of longer period events for the control of sedimentary transport in the Brazilian coast. Such information can be considered in future projects, which involve the sustainable management of coastal zones, allowing a preliminary identification of the sediment movement along the entire Brazilian coast.

**Keywords:** Numerical Modeling; Tomawac; CERC; Kamphuis; Sedimentary Transport.

# ÍNDICE

|          |                                                                                              |           |
|----------|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1</b> | <b>INTRODUÇÃO</b>                                                                            | <b>13</b> |
| 1.1      | Estado da Arte referente ao Clima Ondulatório . . . . .                                      | 16        |
| 1.1.1    | Principais Estudos Globais relacionados ao Clima Ondulatório . . . . .                       | 16        |
| 1.1.2    | Principais Estudos Nacionais relacionados ao Clima Ondulatório . . . . .                     | 17        |
| 1.2      | Estado da Arte referente ao Transporte Longitudinal de Sedimentos Litorâneos .               | 18        |
| 1.2.1    | Principais Estudos Globais relacionados ao Transporte Longitudinal de Sedimentos . . . . .   | 19        |
| 1.2.2    | Principais Estudos Nacionais relacionados ao Transporte Longitudinal de Sedimentos . . . . . | 21        |
| 1.3      | Contribuição do Trabalho para o Estado da Arte . . . . .                                     | 23        |
| 1.4      | Objetivos . . . . .                                                                          | 23        |
| 1.4.1    | Objetivos Específicos . . . . .                                                              | 23        |
| 1.5      | Estrutura da Dissertação . . . . .                                                           | 24        |
| <b>2</b> | <b>REGIÃO DE ESTUDO</b>                                                                      | <b>25</b> |
| 2.1      | Cabo Orange - Delta do Parnaíba . . . . .                                                    | 26        |
| 2.2      | Delta do Parnaíba - Cabo de São Roque . . . . .                                              | 28        |
| 2.3      | Cabo de São Roque - Belmonte . . . . .                                                       | 29        |
| 2.4      | Belmonte - Cabo Frio . . . . .                                                               | 31        |
| 2.5      | Cabo Frio - Cabo de Santa Marta . . . . .                                                    | 32        |
| 2.6      | Cabo de Santa Marta - Chuí . . . . .                                                         | 33        |
| <b>3</b> | <b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>                                                                   | <b>36</b> |
| 3.1      | Modelagem Computacional de Ondas . . . . .                                                   | 36        |
| 3.2      | Módulo Ondulatório Tomawac . . . . .                                                         | 37        |
| 3.2.1    | Equacionamento de Balanço de Ação das Ondas . . . . .                                        | 37        |
| 3.2.2    | Discretização Espectro - Angular . . . . .                                                   | 38        |
| 3.2.3    | Processos Físicos Modelados no Tomawac . . . . .                                             | 39        |
| 3.3      | Cálculo da Taxa de Transporte Longitudinal de Sedimentos . . . . .                           | 40        |
| 3.3.1    | Modelo do CERC (1984) . . . . .                                                              | 41        |
| 3.3.2    | Modelo do Kamphuis (1991) . . . . .                                                          | 43        |
| 3.3.3    | Dados Sedimentológicos . . . . .                                                             | 44        |
| 3.4      | Geração da Malha de Elementos Finitos . . . . .                                              | 45        |
| 3.4.1    | Estruturação da Malha Batimétrica . . . . .                                                  | 46        |
| 3.5      | Condições Iniciais e Condições de Contorno . . . . .                                         | 47        |
| 3.6      | Métodos para Validação dos Resultados . . . . .                                              | 47        |

|                                                                                                                              |                                                                                                       |            |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.7                                                                                                                          | Análise dos Resultados Obtidos . . . . .                                                              | 48         |
| <b>4</b>                                                                                                                     | <b>ARTICLE I - LONGSHORE TRANSPORT ON THE BRAZILIAN COAST</b>                                         | <b>50</b>  |
| 4.1                                                                                                                          | Introduction . . . . .                                                                                | 50         |
| 4.2                                                                                                                          | Methodology . . . . .                                                                                 | 52         |
| 4.2.1                                                                                                                        | Numerical Model . . . . .                                                                             | 53         |
| 4.2.2                                                                                                                        | Surface and Boundary Conditions . . . . .                                                             | 53         |
| 4.2.3                                                                                                                        | Longshore Sediment Transport . . . . .                                                                | 53         |
| 4.3                                                                                                                          | Validation of the Tomawac Model . . . . .                                                             | 55         |
| 4.4                                                                                                                          | Validation of Longshore Sediment Transport . . . . .                                                  | 56         |
| 4.5                                                                                                                          | Results and Discussions . . . . .                                                                     | 60         |
| 4.5.1                                                                                                                        | Wind-generated Waves Climate . . . . .                                                                | 60         |
| 4.5.2                                                                                                                        | Longshore Sediment Transport Rates . . . . .                                                          | 62         |
| 4.6                                                                                                                          | Conclusions . . . . .                                                                                 | 71         |
| 4.7                                                                                                                          | Acknowledgments . . . . .                                                                             | 72         |
| <b>5</b>                                                                                                                     | <b>ARTICLE II - SPATIOTEMPORAL VARIABILITY OF LONGSHORE SEDIMENT TRANSPORT ON THE BRAZILIAN COAST</b> | <b>73</b>  |
| 5.1                                                                                                                          | Introduction . . . . .                                                                                | 73         |
| 5.2                                                                                                                          | Methodology . . . . .                                                                                 | 75         |
| 5.2.1                                                                                                                        | Superficial and Boundary Conditions . . . . .                                                         | 77         |
| 5.2.2                                                                                                                        | Validation . . . . .                                                                                  | 77         |
| 5.3                                                                                                                          | Results and Discussions . . . . .                                                                     | 78         |
| 5.3.1                                                                                                                        | Longshore Sediment Transport Rates . . . . .                                                          | 80         |
| 5.3.2                                                                                                                        | Spatial Variability Analysis . . . . .                                                                | 84         |
| 5.3.3                                                                                                                        | Temporal Variability Analysis . . . . .                                                               | 86         |
| 5.4                                                                                                                          | Conclusions . . . . .                                                                                 | 90         |
| 5.5                                                                                                                          | Acknowledgments . . . . .                                                                             | 91         |
| <b>6</b>                                                                                                                     | <b>CONCLUSÃO</b>                                                                                      | <b>92</b>  |
| <b>7</b>                                                                                                                     | <b>LIMITAÇÕES DO ESTUDO E PROPOSTAS PARA TRABALHOS FUTUROS</b>                                        | <b>95</b>  |
| 7.1                                                                                                                          | Limitações do Estudo . . . . .                                                                        | 95         |
| 7.2                                                                                                                          | Propostas para Trabalhos Futuros . . . . .                                                            | 96         |
| <b>8</b>                                                                                                                     | <b>Referências</b>                                                                                    | <b>97</b>  |
| <b>Apêndice A: Informações das Médias Anuais de Transporte Longitudinal de Sedimentos calculadas para a Costa Brasileira</b> |                                                                                                       | <b>113</b> |

## LISTA DE FIGURAS

|     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |    |
|-----|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 2.1 | Região de estudo delimitada conforme classificação proposta por Martins e Coutinho (1981) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). AP: Amapá - PI: Piauí - RN: Rio Grande do Norte - BA: Bahia - RJ: Rio de Janeiro - SC: Santa Catarina - RS: Rio Grande do Sul. . . . .  | 26 |
| 2.2 | Trecho da região de estudo delimitado do Cabo Orange (Amapá) ao Delta do Parnaíba (Piauí) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). AP: Amapá - PA: Pará - PI: Piauí. . . . .                                                                                                         | 27 |
| 2.3 | Trecho da região de estudo, delimitado do Delta do Parnaíba (PI) ao Cabo de São Roque (RN) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). PI: Piauí - CE: Ceará - RN: Rio Grande do Norte. . . . .                                                                                         | 28 |
| 2.4 | Trecho da região de estudo, delimitado do Cabo de São Roque (RN) a Belmonte (BA) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). RN: Rio Grande do Norte - AL: Alagoas - SE: Sergipe - BA: Bahia. . . . .                                                                         | 30 |
| 2.5 | Trecho da região de estudo delimitado de Belmonte (BA) a Cabo Frio (RJ) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). BA: Bahia - ES: Espírito Santo - RJ: Rio de Janeiro. . . . .                                                                                              | 31 |
| 2.6 | Trecho da região de estudo delimitado de Cabo Frio (RJ) ao Cabo de Santa Marta (SC) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). RJ: Rio de Janeiro - SP: São Paulo - SC: Santa Catarina. . . . .                                                                                        | 32 |
| 2.7 | Trecho da região de estudo delimitado do Cabo de Santa Marta (SC) até o Arroio Chuí (RS) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). SC: Santa Catarina - RS: Rio Grande do Sul. . . . .                                                                                                | 34 |
| 3.1 | Representação do espectro direcional do Tomawac usando 24 direções e 25 frequências. . . . .                                                                                                                                                                                                           | 39 |
| 3.2 | Carta da distribuição dos sedimentos de fundo na Plataforma Continental Brasileira (Fonte: Diretoria de Hidrografia e Navegação, 2014). . . . .                                                                                                                                                        | 45 |
| 3.3 | Imagens ilustrativas da discretização do domínio computacional (a) e da batimetria utilizada na região estudada (b). . . . .                                                                                                                                                                           | 46 |
| 3.4 | Condições iniciais e de contorno forçadas no modelo (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). . . . .                                                                                                                                                                       | 47 |
| 4.1 | Figures of the (a) discretization of the computational domain with surface and boundary conditions and (b) bathymetry used in the studied region. The points represent areas used in the validation of the wave model (in blue) and validation of the longshore sediment transport (in green). . . . . | 52 |

|      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |    |
|------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.2  | Comparison of the significant height time series calculated by the Tomawac model and measured at the PNBOIA buoys. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 56 |
| 4.3  | Comparison of the peak period time series calculated by the Tomawac model and measured at the PNBOIA buoys. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 57 |
| 4.4  | Results of the Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame (a) shows the $H_s$ (m). Frame (b) shows the $T_p$ (s). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                          | 60 |
| 4.5  | Results of Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame show the $M_d$ (°). . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 61 |
| 4.6  | Representation of longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ between (a) Meia Praia - SC and Guaraqueçaba - PR; and (b) Ilha Comprida - SP towards Saquarema - RJ. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Santa Catarina (SC), Paraná (PR), São Paulo (SP) and Rio de Janeiro (RJ). . . . .                             | 63 |
| 4.7  | Representation of longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ between (a) Cabo de São Thomé - RJ and Comboios - ES; and (b) Linhares - ES towards Belmonte - BA. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Rio de Janeiro (RJ), Espírito Santo (ES) and Bahia (BA). . . . .                                                 | 65 |
| 4.8  | Representation of longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ between (a) Canavieiras - BA and Salvador - BA; and (b) Entre Rios - BA towards Maceió - AL. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Bahia (BA), Sergipe (SE) and Alagoas (AL). . . . .                                                                     | 67 |
| 4.9  | Representation of longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ between (a) Barra de Santo Antônio - AL towards Praia do Amor - PB; and (b) Costa do Sol - PB towards Praia de Carnaubinhas - RN. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Alagoas (AL), Pernambuco (PE), Paraíba (PB) and Rio Grande do Norte (RN). . . . . | 68 |
| 4.10 | Representation of longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ between (a) Touros - RN and Fortaleza - CE; and (b) Caucaia - CE towards Parnaíba - PI. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Rio Grande do Norte (RN), Ceará (CE) and Piauí (PI). . . . .                                                                | 70 |
| 5.1  | Figure of the computational domain with surface and boundary conditions. The points represent the areas used to analyze the spatial (in yellow) and temporal (in green) variability. . . . .                                                                                                                                                                                                                                           | 77 |

|     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |    |
|-----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 5.2 | Results of the Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame shows $H_s$ (m) in the surface, $T_p$ (s) in the isolines and $M_d$ in the arrows. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 79 |
| 5.3 | (a) Local energy spectrum for cycles of variability between 100 to 1000 days, observed over time on the Brazilian coast, using the DOG wavelet. Dotted lines indicate the regions with statistical confidence of 95%. (b) Time series of integrated mean variance for all points on the Brazilian coast. The dotted horizontal line represents the level of 95% confidence. (c) Spatial series of mean variance integrated towards the simulation period. The dotted vertical line represents the confidence level 95% while the green points represent the locations where the time variability will be analyzed. . . . . | 85 |
| 5.4 | (a) and (d) Analysis of the Wavelet Method represented by the time series of longshore sediment transport in Galinhos (Rio Grande do Norte) and Salvador (Bahia). (b) and (e) The local energy spectrum, and the black outlines represent the confidence level of 95% and the black dotted line represents the cone of influence. (c) and (f) The overall energy spectrum, and the black dotted line indicates the level of 95% confidence. . . . .                                                                                                                                                                        | 87 |
| 5.5 | (a) and (d) Analysis of the Wavelet Method represented by the time series of longshore sediment transport in Praia do Açú (Rio de Janeiro) and Balneário Barra do Sul (Santa Catarina). (b) and (e) The local energy spectrum, and the black outlines represent the confidence level of 95% and the black dotted line represents the cone of influence. (c) and (f) The overall energy spectrum, and the black dotted line indicates the level of 95% confidence. . . . .                                                                                                                                                  | 88 |

## LISTA DE TABELAS

|     |                                                                                                                                                              |    |
|-----|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.1 | Statistical metrics used to evaluate the performance of the model in relation to the data obtained from the buoys. . . . .                                   | 57 |
| 4.2 | Statistical metrics calculated by comparing the Tomawac outputs against measured data. . . . .                                                               | 58 |
| 4.3 | Longshore sediment transport rates in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ . Negative values indicate that the liquid transport direction is towards South. . . . . | 58 |
| 5.1 | Formulations used in the calculation of the longshore sediment transport. . . . .                                                                            | 76 |
| 5.2 | Distribution of sedimentological data along the Brazilian coast based on the sedimentological letter of the ReviZEE Program. . . . .                         | 76 |
| 5.3 | Definition of the methodology used in each stretch along the Brazilian coast in comparison with past studies. . . . .                                        | 78 |
| 5.4 | Representation of longshore sediment transport rates (LST) in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering $D_{50}$ equal to 1 mm. . . . .                    | 80 |
| 5.5 | Representation of longshore sediment transport rates (LST) in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering $D_{50}$ equal to 0.5 mm. . . . .                  | 81 |
| 5.6 | Representation of longshore sediment transport rates (LST) in $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering $D_{50}$ equal to 0.06 mm. . . . .                 | 81 |

# 1. INTRODUÇÃO

A praia é descrita por Komar (1997) como um depósito de sedimentos (lama, areia ou cascalho) sobre a zona costeira. Estas zonas são ambientes que tendem a buscar a estabilidade de acordo com o clima de ondas que atuam sobre a linha de costa, fazendo com que sejam ambientes altamente dinâmicos (Silvester e Hsu, 1997). Short (1999) afirmou que as praias estão constantemente sofrendo alterações morfológicas provenientes de fenômenos resultantes da interação entre componentes energéticos (a passagem de tempestades, mudanças no regime de ondas e variações na elevação do nível do mar) e desequilíbrios no suprimento sedimentar local. Para Muehe e Corrêa (1989), o clima de ondas é a principal variável indutora dos processos costeiros de médio e curto prazo, responsável pelo transporte sedimentar nos sentidos longitudinal e transversal à linha de costa. Dessa forma, o estudo do transporte de sedimentos torna-se uma importante ferramenta para o monitoramento da dinâmica costeira.

O balanço sedimentar negativo nas praias, decorrente de processos naturais e/ou intervenções antrópicas constitui uma das principais causas de erosão costeira no Brasil (Muehe, 2018). Silva et al. (2007) concluíram que o estudo da dinâmica costeira envolve a avaliação da distribuição da energia das ondas, dos padrões de dispersão de sedimentos e do balanço de sedimentos ao longo da costa. As águas costeiras afetam a costa através da arrebentação e da incidência oblíqua das ondas, causando a suspensão e o transporte de sedimentos e, assim, gerando uma corrente conhecida como corrente longitudinal (Miller, 1999). Desta maneira, torna-se essencial avaliar o clima e o comportamento das ondas, visto que são as principais responsáveis pelo transporte de sedimentos litorâneos e pelos processos erosivos e de acumulação (Griggs e Trenhaile, 1994).

As ondas desempenham um papel substancial na paisagem costeira, influenciando as feições litorâneas, de modo que estas variem morfollogicamente em diferentes escalas de tempo e espaço (Holthuijsen, 2007). Segundo Klein et al. (2006), as praias arenosas apresentam uma dinâmica própria em virtude da mobilidade dos sedimentos, transportada pelos efeitos constantes das ondas, correntes litorâneas, marés e ventos, resultando em processos de acreção e/ou erosão praial. Já para Short (1999), a extensão e as características das praias arenosas são dependentes das variações da maré, da altura e período das ondas, do diâmetro dos sedimentos e da declividade da praia. De forma mais sucinta, Cowell e Thom (1994) afirmaram que o transporte de sedimentos litorâneos conduzido pela dinâmica costeira é um fator condicionante para a ocorrência de mudanças morfológicas em zonas costeiras.

Associada aos fenômenos naturais, a expansão urbana sobre as zonas litorâneas é prejudicial à capacidade natural que o ambiente costeiro tem de se adaptar às mudanças. No Brasil, as pressões socioeconômicas nas zonas costeiras vêm desencadeando, ao longo do tempo, um processo acelerado de urbanização não planejada e intensa degradação dos recursos naturais, os quais são uma ameaça à sustentabilidade econômica e à qualidade ambiental e de vida das

populações (Souza, 2002). Segundo Wisner et al. (2003), a ocupação em áreas inadequadas, estimulada pelo desenvolvimento de atividades como turismo, transporte, pesca e indústria, também tem desencadeado e/ou acelerado processos erosivos ao longo da costa. Deste modo, há muitas áreas litorâneas onde o processo de alteração ambiental tornou-se bastante acentuado e prejudicial, requerendo medidas de recuperação, contenção e proteção (Souza, 2009).

No Brasil, a dispersão de sedimentos e a intervenção humana no litoral através de obras de engenharia ou de ocupação em áreas inadequadas, têm sido as principais causas da erosão marinha (Souza, 2008). Muehe (2018) afirmou que cerca de 40% dos mais de 8000 km de linha de costa sofrem processos erosivos, em acordância com o Ministério do Meio Ambiente (MMA), que destacou que os demais 60% da linha de costa que ainda estão em processos de equilíbrio ou em progradação, são um ativo territorial e biodiverso importante e devem ser estrategicamente reconhecidos como “Áreas de Segurança Costeira”.

A erosão em uma praia se torna problemática quando passa a ser um processo severo e permanente ao longo de toda sua extensão ou em trechos dela, ameaçando áreas de interesse ecológico e socioeconômico (Souza, 2002). Segundo Clark (1993) e Souza et al. (2005), as áreas com problemas de erosão costeira são aquelas que apresentam pelo menos uma das seguintes características:

- altas taxas de erosão;
- taxas de erosão baixa ou moderada em praias com estreita faixa de areia e localizadas em áreas altamente urbanizadas;
- praias que necessitam ou que já possuem obras de proteção ou contenção de erosão;
- praias reconstruídas artificialmente e que seguem um cronograma de manutenção.

Dentre as várias consequências que a erosão pode trazer às praias, aos ambientes naturais e às atividades antrópicas na zona costeira, Souza et al. (2005) destacaram as seguintes: redução na largura da praia e recuo da linha de costa, desaparecimento da zona de pós-praia, perda e desequilíbrio de habitats naturais, aumento na frequência e magnitude de inundações costeiras, aumento da intrusão salina no aquífero costeiro e nas drenagens superficiais da planície costeira. Além disso, os autores também citaram: perda de propriedades e bens públicos e privados ao longo da linha de costa, destruição de estruturas artificiais paralelas e transversais à linha de costa, perda do valor imobiliário de habitações costeiras e do valor paisagístico da praia, comprometimento do potencial turístico da região, prejuízos nas atividades socioeconômicas e gastos astronômicos com a recuperação de praias e reconstrução da orla marítima.

Devido à necessidade de conter o avanço do mar e proteger a costa da ação erosiva, investimentos públicos e privados são comumente demandados, visando a construção de obras com diferentes níveis tecnológicos para a defesa litorânea. As estruturas costeiras podem ter por objetivo a proteção dos equipamentos urbanos, a recuperação do perfil praiar e a consolidação de infraestruturas urbanas (Airolti et al., 2005). Eventualmente, as estruturas de contenção de erosão da linha de costa não garantem total eficácia (Paula, 2015), o que ressalta a importância de prever as mudanças na zona litorânea e de compreender os processos praias, que são informações essenciais para um adequado gerenciamento costeiro e para a instalação de obras

de engenharia ao longo da costa.

A erosão costeira é um processo natural que tende a modelar a costa, embora as evidências demonstrem que sua acentuação está fortemente relacionada aos impactos antropogênicos. Em muitas localidades, as tentativas para amenizar as situações de erosão costeira, agravaram e aceleraram ainda mais estes processos. Dando a devida atenção a estas ameaças, o Parlamento Europeu e a Comissão Europeia financiaram o Projeto Eurosion<sup>1</sup> com o objetivo de constituir uma excelente abordagem para uma gestão mais eficaz da erosão costeira, numa perspectiva espacial global e de médio a longo prazo. Já nos Estados Unidos da América, a ação dos planos se deve ao Serviço Geológico<sup>2</sup>, o qual fornece informações científicas confiáveis para descrever e entender o planeta Terra, minimizar a perda de vidas e propriedades de desastres naturais, gerenciar recursos hídricos, biológicos, energéticos e minerais, e melhorar e proteger a qualidade de vida.

No Brasil, a situação das zonas costeiras em relação à erosão não é diferente da maioria dos países, havendo inúmeras praias onde o processo é bastante severo (Muehe, 2018) e requer medidas emergenciais de contenção e/ou recuperação (Souza, 2009). O Ministério do Meio Ambiente<sup>3</sup> (MMA) e o Grupo de Articulação e Integração do Gerenciamento Costeiro (GAI-GERCO) têm estabelecido planos de ação preventiva no ambiente costeiro, destacando o planejamento territorial, as obras de contenção e proteção costeira, o financiamento de projetos e estudos de cenários que possam orientar investimentos. Parafraseando Pitombeira (1973), o conhecimento prévio de como se comporta o transporte de sedimentos é de valor incalculável em um projeto de engenharia marítima; todo projetista de obras marítimas desejaria ter uma previsão do transporte litorâneo, para que pudesse orientar seus projetos de modo a não contrariá-los e, assim, evitar uma série de transtornos indesejáveis.

Inserido neste contexto e destacando a crescente urbanização da zona costeira brasileira, além da necessidade de se estimar possíveis alterações na linha de praia, é importante que haja um conhecimento mais aprofundado dos valores da deriva litorânea. Desse modo, o presente trabalho tem como finalidade identificar o transporte longitudinal de sedimentos em diferentes setores da costa brasileira, sendo realizada a análise do clima ondulatório na Plataforma Continental, com auxílio da modelagem computacional de ondas. Neste âmbito, serão empregadas as formulações propostas pelo *Coastal Engineering Research Center* (CERC, 1984) e por Kamphuis (1991), e definida a que melhor se aplica a cada segmento estudado, ao comparar os resultados a bibliografias pretéritas referentes à temática. Por fim, visto que dependendo das potencialidades do transporte de sedimentos no litoral, significativos processos erosivos e de acreção podem ser desencadeados, serão apontados alguns locais da costa brasileira onde será realizada uma investigação mais aprofundada em relação aos padrões de variabilidade espaço-temporais no transporte de sedimentos, ressaltando os ciclos de variabilidade que mais influenciam nestas alterações.

---

<sup>1</sup>[www.eurosion.org](http://www.eurosion.org)

<sup>2</sup>[www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)

<sup>3</sup>[www.mma.gov.br](http://www.mma.gov.br)

## 1.1. Estado da Arte referente ao Clima Ondulatório

O desempenho dos modelos numéricos de ondas de vento a nível mundial melhorou consideravelmente nos últimos anos, sendo este mecanismo capaz de produzir estimativas de ondas de boa qualidade. De acordo com Pianca et al. (2010), as ondas geradas pelos ventos nos oceanos são responsáveis pela transferência de grande quantidade de energia para a zona litorânea, controlando assim uma variedade de processos. Dessa forma, conhecer o clima de ondas de uma região é fundamental para um adequado gerenciamento costeiro e para a execução de obras de engenharia portuária e marítima.

### 1.1.1. Principais Estudos Globais relacionados ao Clima Ondulatório

Pontes et al. (1997) realizaram um estudo de comparação entre modelos de ondas de vento e dados de boias no Oceano Atlântico Norte e no Mar Mediterrâneo. Como resultado foi verificado que os modelos são precisos para locais offshore no Atlântico Norte, mas possuem pouca precisão no Mar Mediterrâneo, possivelmente devido à qualidade inferior dos dados de condições de contorno de vento. Com este estudo, os autores desenvolveram um Atlas envolvendo o clima de ondas nas águas europeias.

Cornett (2008) realizou um levantamento dos valores máximos de altura significativa a nível global, com auxílio de um modelo numérico e 10 anos de dados. O autor afirmou que informações sobre a intensidade e a frequência de condições severas de ondas podem ser importantes para previsões futuras do comportamento ondulatório.

Ralston et al. (2013) utilizaram um modelo de onda gerada por vento para avaliar as condições ondulatórias no Mar Vermelho durante um período de aproximadamente 2 anos. Os resultados indicaram que a topografia íngreme da região orienta os padrões de vento dominantes e, conseqüentemente, o clima de ondas. Dessa forma, a variabilidade sazonal das ondas ocorreu devido à inversão do vento, sendo que, durante o inverno, os ventos de Sudeste geraram ondas com altura significativa média superior a 2 m e período médio de 8 s no sul do Mar Vermelho; enquanto que, na parte norte da região, as ondas eram advindas de Noroeste com altura e período menores.

Romão (2014) realizou um estudo na costa noroeste de Portugal, utilizando dados topográficos e batimétricos adquiridos em campanhas de monitoramento realizadas entre 2003 e 2014. Os resultados mostraram que durante o verão predominam as ondulações com altura significativa entre 1 e 3 m e período médio inferior a 7 s. No inverno, as condições de agitação são mais energéticas, podendo atingir até 5 m e 18 s durante eventos de temporal, os quais provocam grandes alterações na morfodinâmica das praias, intensificando a velocidade da corrente de deriva litoral. Os autores também afirmaram que a direção média da ondulação é predominantemente de Noroeste, não apresentando nenhum padrão anual definido.

Yaakob et al. (2016) avaliaram o clima das ondas no Mar do Sul da China (Zona Econômica Exclusiva da Malásia), utilizando um sistema de banco de dados de radar altimétrico (*Radar Altimeter Database System - RADS*) durante 10 anos. Os resultados indicaram que

a maioria das ondas teve um período de pico entre 5 e 7 s e altura significativa entre 0,5 e 1,5 m. Os autores afirmaram que este estudo demonstrou a capacidade do radar altimétrico de fornecer dados precisos e confiáveis.

### 1.1.2. Principais Estudos Nacionais relacionados ao Clima Ondulatório

Tozzi e Calliari (2000) avaliaram o regime das ondas, sob o método empírico de observação visual, para a Praia do Cassino, no Rio Grande do Sul. Os resultados mostraram que o período de pico médio está entre 10 e 11 s e a altura significativa média em 1 m. As tempestades de maior energia apresentaram alturas significativas em torno de 1,5 m, podendo chegar a 2,5 e 3,0 m, extraordinariamente, com período de pico em torno de 11 e 14 s.

Silva et al. (2000) calcularam os parâmetros de propagação de onda e geraram padrões de superfície para avaliar o fluxo de sedimentos próximo ao Porto de Fortaleza, no Ceará, entre os anos de 1997 e 2000, utilizando o acoplamento de dois modelos hidrodinâmicos. Os resultados mostraram que o clima ondulatório na região foi caracterizado por ondas com altura significativa entre 1 e 1,5 m e com períodos pequenos entre 4 e 6 s, sendo que mais de 90% das ondas eram advindas do setor Leste.

Araújo et al. (2003) descreveram estatisticamente as condições de ondas na costa Sul do Brasil, na Ilha de Santa Catarina (a 80 m de profundidade), com auxílio da modelagem computacional. O estado de mar foi dividido de acordo com o período das ondas, nomeando como vagas (*sea*) as ondas com períodos menores ou iguais a 10 s e ondulações (*swell*) para períodos maiores que 10 s. Foram encontrados períodos de vagas entre 8 e 9 s, com altura de 1,25 m advindas de Leste. O período das ondulações variou de 11 a 12 s, com alturas de 1,25 a 2 m, advindas do Sul.

Silva et al. (2007) utilizaram a modelagem computacional para avaliar a distribuição de energia das principais frentes de onda que chegam ao litoral da Costa do Descobrimento, localizada no sul do Estado da Bahia. O estudo mapeou as zonas suscetíveis à erosão a partir de modelos de onda, gerando dados que possam ser empregados na gestão da faixa costeira. Como resultado, foi possível identificar a altura e a direção das ondas advindas de Leste, Nordeste, Sudeste e Sul-Sudeste ao longo da isobatimétrica de 5 m. Os autores afirmaram que a identificação de zonas suscetíveis à erosão é de grande importância na gestão costeira, visto que representam locais de risco para construções próximas à praia.

Pianca et al. (2010) avaliaram o clima de ondas ao longo da costa brasileira, utilizando a modelagem computacional e 11 anos de dados. Os autores concluíram que no setor de Cabo Frio (Rio de Janeiro) para o sul, as ondas atingem alturas entre 1,5 e 3,0 m, diminuindo para o intervalo de 1,0 e 2,0 m no segmento entre Cabo Frio e Natal (Rio Grande do Norte). Já para as regiões mais ao norte do Brasil, foi observado baixa variabilidade nas características das ondas, concentrando-se principalmente na faixa de altura de 1,5 e 2,0 m. O período das ondas se manteve constante ao longo de toda a costa brasileira, variando entre 6 e 8 s.

Contestabile et al. (2015) avaliaram o clima das ondas ao longo do litoral Centro-Norte do estado de Santa Catarina, utilizando um modelo numérico de propagação costeira e 10 anos de dados (2004 - 2014). Segundo os autores, a estabilidade sazonal na região pode ser considerada alta, uma vez que a altura significativa das ondas variou entre 1,5 e 2,5 m, e os períodos de pico, entre 8 e 10 s.

Espindola e Araújo (2017) caracterizaram o padrão ondulatório ao longo de toda a costa brasileira, avaliando 35 anos de resultados de um modelo global. A partir dos resultados, os autores concluíram que a altura significativa e o potencial energético das ondas aumenta do norte para o sul, atingindo os maiores valores na Região Sul do Brasil, com cerca de 1,8 m e até  $21 \text{ kW m}^{-1}$ , respectivamente. Para o período de pico das ondas, os autores não observaram nenhuma variação significativa.

Oleinik et al. (2017) analisaram as condições das ondas na Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil, considerando um período de 4 anos e um modelo de ondas geradas por vento. Os resultados mostraram uma alta diferença sazonal, ocorrendo as menores médias de altura significativa e período de pico no verão, e as maiores, no inverno. Os autores também destacaram que na Ilha do Farol, no Rio de Janeiro, ocorrem os valores mais expressivos.

Lisboa et al. (2017) avaliaram o clima das ondas em águas rasas e águas profundas no sul do Brasil, nas proximidades da cidade de Rio Grande, no Rio Grande do Sul, com auxílio da modelagem computacional e 10 anos de dados (1997 - 2006). Os resultados mostraram que a altura significativa e o período de pico das ondas advindas de Sul e Sudeste, as quais são geradas pela ação de ventos locais, são maiores que das ondas advindas de Leste e Nordeste, geradas predominantemente por tempestades distantes.

Guimarães et al. (2019) avaliaram o comportamento do clima ondulatório ao longo de toda a Plataforma Continental Brasileira, utilizando a modelagem computacional para um período de 5 anos (1979 - 1983). Os resultados deste estudo mostraram que enquanto algumas áreas costeiras no Sul do Brasil atingem aproximadamente 2 m de altura de onda, as áreas ao norte revelam valores em torno de 1 m. Já o período de pico se manteve constante ao longo de toda a área estudada.

## **1.2. Estado da Arte referente ao Transporte Longitudinal de Sedimentos Litorâneos**

O transporte longitudinal de sedimentos é um fator condicionante para ocorrência de mudanças morfológicas em ambientes costeiros. O conhecimento prévio do clima de ondas local e do transporte litorâneo de sedimentos representa uma fonte de informação essencial para a elaboração de projetos, planos de gerenciamento costeiro e aplicações em análises de risco à erosão.

### 1.2.1. Principais Estudos Globais relacionados ao Transporte Longitudinal de Sedimentos

Giosan et al. (1996) avaliaram o transporte longitudinal de sedimentos na costa do Mar Negro, Delta do Rio Danúbio, Romênia, utilizando dados referentes às variações da linha de costa durante o período de 1962 a 1987. A formulação do CERC (1984) foi aplicada, resultando em taxas de transporte de sedimentos de aproximadamente  $2\,300\,000\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ , com ondas advindas de Leste e Nordeste. Além disso, com base em análises preditivas, os autores propuseram algumas ações com objetivo de melhorar o controle dos processos erosivos da região.

Wang et al. (1998) estimaram a taxa total de transporte de sedimentos em 29 locais ao longo da costa sudeste dos Estados Unidos e no Golfo da Flórida, realizando medições de curto prazo. Os dados sobre os perfis praias, os parâmetros de onda na arrebentação e as propriedades dos sedimentos foram medidos em conjunto com a taxa de transporte de sedimentos e, posteriormente, comparados com as previsões obtidas através do cálculo das fórmulas de CERC (1984) e Kamphuis (1991). Os resultados deste estudo mostraram que as taxas previstas pela fórmula de Kamphuis (1991) resultaram semelhantes aos valores medidos *in situ*, enquanto a fórmula proposta pelo CERC (1984) superestimou o total de sedimentos transportados, atingindo valores 3 vezes maiores que os medidos.

Miller (1999) estimou as taxas de transporte longitudinal de sedimentos com base em dados obtidos durante cinco tempestades em Duck, Carolina do Norte, Estados Unidos. As medições foram realizadas com auxílio de um Sistema de Inserção de Sensores (SIS), que obteve a velocidade e a concentração de sedimentos em nove posições ao longo da região estudada. A maior vazão de transporte longitudinal de sedimentos calculada foi de  $1780\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$ , e os resultados das medições apresentaram variações no espriamento.

Osborne e Rooker (1999) avaliaram a concentração de sedimentos em suspensão, a velocidade da água e a resposta morfológica na zona de espriamento de uma praia altamente dissipativa, a oeste de Auckland, Nova Zelândia. Os autores observaram que as concentrações acima de  $50\text{ g L}^{-1}$  estavam associadas a turbulências, grandes acelerações e elevada velocidade de fluxo sobre a superfície de espriamento, causada pelo fluxo e refluxo das ondas (*uprush* e *backwash*, respectivamente). Também foi observado que os picos de concentração foram mais significativos nos eventos de *uprush* do que *backwash*.

Kumar et al. (2000) estimaram o transporte longitudinal de sedimentos a partir de dados de onda medidos ao longo da costa de Kannirajapuram, Tamil Nadu, Índia. Foram realizadas medições diárias *in situ* durante março de 1997 e fevereiro de 1998, e as taxas de transporte foram calculadas através das formulações de Galvin (1963) e Longuet-Higgins (1970). Os resultados mostraram que a fórmula de Longuet-Higgins (1970) superestimou em 32% o transporte longitudinal de sedimentos na região, enquanto a fórmula de Galvin (1963), em 6,5%, apresentando uma melhor aproximação. Além disso, o estudo mostrou a variação do transporte de sedimentos ao longo de todos os meses analisados, destacando que a predominância da deriva litorânea na região é de Nordeste, entre os meses de março e novembro, e de Sudoeste, entre os

meses de dezembro a fevereiro.

Bayram et al. (2001) avaliaram a capacidade preditiva das fórmulas propostas por Bijker (1967), Engelund e Hansen (1967), Ackers e White (1973), Bailard e Inman (1981), Van Rijn (1984) e Watanabe (1992), em relação às taxas de transporte longitudinal de sedimentos dentro da zona de surfe, na Praia de Duck, Carolina do Norte, Estados Unidos. Os resultados foram comparados com dados de campo coletados em 3 pontos diferentes, sendo os dois primeiros conduzidos sob condições de baixa energia de onda e o terceiro durante a ocorrência de tempestades costeiras.

Segundo os autores, a fórmula de Bijker (1967) superestimou as taxas de transporte para todos os casos, a fórmula de Engelund e Hansen (1967) funcionou razoavelmente bem, embora com grande dispersão para os casos de tempestades, e a fórmula de Bailard e Inman (1981) superestimou os casos de ondulação e subestimou os casos de tempestades. Já as fórmulas de Watanabe (1992) e Ackers e White (1973) produziram resultados satisfatórios para a maioria dos casos, embora o primeiro tenha superestimado as taxas de transporte e o segundo tenha gerado uma dispersão considerável para os casos de tempestades. Finalmente, a fórmula de Van Rijn (1984) produziu as previsões mais confiáveis, tanto para condições normais como para eventos extremos.

Oliveira et al. (2004) avaliaram o transporte sedimentar longitudinal no trecho da costa Oeste Portuguesa entre a Praia da Vieira e a Praia Velha durante o período de 1990 a 1996. Os resultados obtidos permitiram conhecer a variação do transporte longitudinal ao longo do perfil praiial, o seu valor médio anual, e quantificar outros parâmetros que caracterizam a zona costeira onde o transporte sedimentar induzido pelas ondas é significativo. Além disso, foi avaliada a variação sazonal do transporte, comprovando que no inverno ocorre aproximadamente 74% do transporte anual, com aumento do comprimento do perfil praiial de 180 m para 900 m, do verão para o inverno.

Splinter et al. (2011) avaliaram o transporte longitudinal de sedimentos em um trecho de 35 km na costa leste da Austrália, utilizando um conjunto de dados de 25 anos. Os parâmetros de onda como altura significativa, período de pico e direção média de incidência foram estudados por meio de um modelo numérico de propagação costeira, e o transporte longitudinal de sedimentos foi calculado através das fórmulas propostas por Kamphuis (1991) e Bayram et al. (2007). Os resultados mostraram que, de modo geral, as duas fórmulas estimaram de maneira razoável o transporte longitudinal de sedimentos, entretanto, a formulação do Bayram et al. (2007) apresentou uma melhor previsão.

Ribeiro et al. (2014) estimaram o transporte de sedimentos ao longo de um trecho rochoso da costa oeste de Portugal, utilizando a modelagem numérica, com 56 anos de dados, e a formulação proposta pelo CERC (1984). Os resultados mostraram que as taxas de transporte sedimentar na região são menores nos trechos costeiros orientados para nordeste-sudoeste, enquanto os setores costeiros mais sinuosos, orientados para noroeste-sudeste e norte-sul, têm um potencial de transporte mais alto. Este estudo também comprovou que a direção do transporte ocorre com mais frequência para o Sul.

Romão et al. (2015) caracterizaram e quantificaram o balanço sedimentar no trecho litorâneo entre as praias da Barra e de Mira, em Portugal, durante os anos de 2013 a 2015. A metodologia implementada neste estudo foi baseada num método de análise de balanços sedimentares que integra três elementos geomorfológicos: a duna frontal, a praia emersa e a praia submersa, considerando dados topográficos e batimétricos adquiridos em campanhas de monitorização. Dentre os resultados obtidos, destacou-se a perda de  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos na componente da praia emersa, entre outubro de 2013 e fevereiro de 2014, devido aos fortes temporais que costumam ocorrer na região durante o inverno.

### 1.2.2. Principais Estudos Nacionais relacionados ao Transporte Longitudinal de Sedimentos

Araújo e Alfredini (2001) realizaram o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos nas praias de Suarão e Cibratel, no Município de Itanhaém, em São Paulo, utilizando as fórmulas propostas por Caldwell (1956), Kamphuis (1991) e Schoonees e Theron (1996). Os dados de onda utilizados nestas fórmulas foram obtidos através de medidas *in situ* na Praia do Una, também em São Paulo, compreendendo o período de 1982 a 1984. Neste estudo foi constatado que a fórmula de Kamphuis (1991) gerou as menores taxas de transporte sedimentar, correspondente a aproximadamente  $353\,000 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ , enquanto as maiores foram calculadas pela fórmula de Schoonees e Theron (1996), atingindo até  $547\,000 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ .

Lima et al. (2002) estimaram quantitativamente o transporte longitudinal de sedimentos para a costa do Rio Grande do Sul, através da aplicação do Método do Fluxo de Energia (CERC, 1984). Os resultados mostraram que as ondas provenientes do quadrante Sul são responsáveis por mais de 30% do transporte longitudinal total, enquanto as ondas do quadrante Norte-Nordeste produzem menos de 2% da deriva total. As maiores taxas de transporte foram da ordem de  $2\,900\,000 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$  nas adjacências da Praia do Hermenegildo, e de  $2\,600\,000 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$  entre as praias do Cassino e Solidão, com deriva resultante para Nordeste.

Bittencourt et al. (2005) estimaram o padrão de transporte de sedimentos na costa nordeste brasileira, utilizando as direções médias das principais frentes de onda por meio de diagramas de refração, para o período de 1951 a 1972. Os autores apresentaram as médias anuais do transporte longitudinal de sedimentos, com a direção dominante da deriva litorânea. Além disso, discutiram sobre os trechos costeiros que apresentaram progradação, erosão ou não-deposição.

Perotto et al. (2006) calcularam a vazão de sedimentos em cinco diferentes segmentos litorâneos entre a Praia do Cassino e o Arroio Chuí, no Rio Grande do Sul. As taxas de transporte sedimentar dentro da zona de surfe foram obtidas através da coleta de sedimentos com armadilhas portáteis. Os resultados mostraram que ocorre acreção na maioria dos pontos amostrados, e erosão apenas no trecho entre Albardão e Concheiros.

Moura e Morais (2011) analisaram o equilíbrio e a variação sazonal do volume de sedimentos no litoral oeste de Aquiraz, costa leste do Estado do Ceará, para identificar as alterações

na morfologia da praia. O estudo realizado *in situ* durante os anos de 2007 e 2009 demonstrou que o volume médio anual de sedimentos transportados é de  $34\,143\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$  no período chuvoso e de  $220\,778\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$  no período de estiagem, existindo ciclos de deposição e remoção em toda a temporada analisada.

Wosiacki e Gobbi (2012) estimaram o transporte de sedimentos no litoral sul do Paraná, com auxílio da modelagem numérica de ondas. Para obtenção dos parâmetros de onda na zona de arrebentação, foram aplicados modelos parabólicos de refração-difração. A taxa de transporte de sedimentos ao longo da costa foi calculada com a fórmula proposta por Kamphuis (1991), e o clima de ondas no Paraná foi obtido através de um estudo realizado por Nemes (2011). Os autores concluíram que as maiores variações na linha de costa acontecem em eventos extremos, enquanto que, para situações normais, o clima de ondas permite que o equilíbrio morfodinâmico do ambiente seja restabelecido.

Oliveira et al. (2015) estudaram o potencial de transporte longitudinal de sedimentos por ação de ondas no litoral da planície deltaica do Rio Doce, além da sua variabilidade sazonal, considerando o clima de ondas entre 1948 e 2008. Os resultados obtidos indicaram que o transporte longitudinal pela ação das ondas ocorre essencialmente de Sul para Norte, e que no inverno e no outono o transporte de sedimentos é maior. Os autores também afirmaram que a magnitude do transporte para Sul é maior a sul da desembocadura do Rio Doce, mas não consegue alterar o sentido do transporte líquido que é para Norte ao longo de toda a área estudada.

Silva et al. (2016) apresentaram um estudo abrangendo 7 locais com diferentes orientações e graus de exposição a correntes induzidas por ondas e marés, localizados na costa norte da Ilha de Santa Catarina, no Sul do Brasil. Para este estudo foram utilizados dados de medições *in situ*, assim como a modelagem numérica para calcular a direção das ondas e as taxas de transporte de sedimentos, durante 2013 e 2014. Os resultados mostraram que nas praias de maior energia de onda, voltadas para o Leste, as médias anuais de transporte de sedimentos atingem até  $10\,000\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ . Enquanto nas praias de menor energia, voltadas para o Norte, os valores alcançam o máximo de  $5\,000\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ .

Marcelino et al. (2018) identificaram modificações na zona costeira do município de Galinhos, no Litoral Setentrional do Rio Grande do Norte, a partir da aplicação da metodologia proposta para a elaboração do Plano de Gestão Integrada da Orla Marítima, utilizando como ferramentas complementares a modelagem computacional e o levantamento de dados *in situ*. A modelagem apontou uma intensa energia de ondas sobre a região de estudo e transporte longitudinal de sedimentos da ordem de  $185\,839\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ .

Silva et al. (2018) estudaram a contribuição de correntes forçadas por marés, ventos e ondas em relação ao transporte de sedimentos no litoral norte da Ilha de Santa Catarina. Este estudo utilizou a modelagem numérica, com dados de 1979 a 2015, para simular uma série de cenários incluindo a ação de ventos, marés (durante condições de enchente e vazante) e ondas em condições médias e extremas. Os resultados indicaram que as ondas são a principal força motriz das correntes para o transporte de sedimentos, com ordens de grandeza duas vezes

superiores ao transporte movido por maré ou vento. Também foi demonstrado a importância da identificação da direção das ondas, visto que este parâmetro influencia diretamente no transporte de sedimentos ao longo da costa.

### 1.3. Contribuição do Trabalho para o Estado da Arte

A motivação do presente trabalho surgiu da necessidade de quantificar o transporte de sedimentos ao longo de toda a costa brasileira, visto que, comumente, os estudos disponíveis na literatura são realizados de forma pontual e abordam somente regiões específicas.

Os parâmetros das ondas geradas por vento como altura significativa, período de pico e ângulo de incidência das ondas foram calculados em toda a Plataforma Continental Brasileira, de modo a fornecer informações sobre o comportamento e o clima ondulatório na região estudada. Além disso, foi realizada uma análise de variabilidade espaço-temporal para que sejam identificados os locais onde o transporte de sedimentos é mais intenso, e quais ciclos de variabilidade são responsáveis pela manutenção do transporte.

Este estudo abordou diferentes metodologias e permitiu a identificação do transporte longitudinal de sedimentos em diferentes setores da costa brasileira, destacando-se por englobar uma zona de aproximadamente 9000 km de extensão e, de forma inédita, um período de 37 anos. Neste sentido, o presente trabalho contribuiu com informações sobre o comportamento das ondas e do transporte sedimentar ao longo de toda a costa brasileira, que poderão ser úteis em futuros projetos de engenharia, que envolvam a gestão e o manejo sustentável da zona costeira.

### 1.4. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho consiste em identificar as taxas médias anuais e os padrões de variabilidade espaço-temporal do transporte de sedimentos, através das formulações propostas pelo CERC (1984) e por Kamphuis (1991), assim como, investigar o comportamento do clima ondulatório em toda a Plataforma Continental Brasileira.

#### 1.4.1. Objetivos Específicos

- Caracterizar os parâmetros das ondas geradas pelo vento ao longo da Plataforma Continental Brasileira;
- Definir a formulação do transporte longitudinal de sedimentos que melhor se aplica em diferentes setores da costa, realizando comparações pontuais com estudos pretéritos;
- Estimar as taxas médias anuais do transporte de sedimentos ao longo da costa;
- Identificar os padrões de variabilidade espaço-temporal do transporte longitudinal de sedimentos.

## 1.5. Estrutura da Dissertação

O Capítulo 1 apresenta a introdução do trabalho, destacando a importância de estudos relacionados ao estado do mar e ao transporte longitudinal de sedimentos, assim como a contribuição para o estado da arte e os objetivos principais e específicos. O Capítulo 2 aborda a região de estudo, destacando os aspectos físicos que controlam a dinâmica da região estudada.

O Capítulo 3 apresenta a metodologia utilizada no desenvolvimento do estudo, descrevendo em detalhes as características do modelo numérico utilizado e as fontes de dados consideradas para forçá-lo, bem como as fórmulas aplicados no cálculo do transporte longitudinal de sedimentos. Ademais, são discutidas as ferramentas utilizadas na análise dos resultados e a forma como a validação do modelo de ondas e das formulações foram conduzidas.

O Capítulo 4 e o Capítulo 5 demonstram os resultados obtidos através da elaboração de dois artigos, os quais foram submetidos para periódicos internacionais indexados e de alto fator de impacto. No Capítulo 6 são apresentadas as conclusões do estudo, no Capítulo 7, as limitações encontradas e as sugestões para trabalhos futuros e, no Capítulo 8, as referências bibliográficas utilizadas.

Por fim, no Apêndice A, foram inseridas as informações das médias anuais de transporte longitudinal de sedimentos calculadas, com as diferentes formulações, para toda a costa brasileira, além do diâmetro médio, a localização e a posição geográfica dos pontos.

## 2. REGIÃO DE ESTUDO

A área de estudo abrange toda a Plataforma Continental Brasileira, estendendo-se por aproximadamente 9000 km entre as latitudes 4° N, próximo ao Cabo Orange no Amapá, e 34° S, ao longo da barra do Arroio Chuí no Rio Grande do Sul. A plataforma continental constitui a faixa mais rasa que circunda a maioria dos continentes, possuindo geralmente uma configuração suave e inclinada mar adentro, praticamente plana, com gradiente muito baixo, de aproximadamente 1:1000 (a cada 1000 m horizontais a profundidade aumenta em 1 m), desde a linha de praia até a quebra da plataforma, que ocorre em profundidades médias de 130 m (Coutinho, 2000). Estas características das plataformas são resultantes de diversos fatores que acarretam em transgressões e regressões marinhas, dando subsídios para diferentes subdivisões da plataforma continental.

Conforme os trabalhos realizados pelo Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (ReviZEE), a Plataforma Continental Brasileira foi dividida em três regiões principais, considerando a profundidade de cada trecho:

- Plataforma continental interna: entre o nível da maré baixa e a isóbata de 20 m;
- Plataforma continental média: entre 20 e 40 m de profundidade;
- Plataforma continental externa: a partir da profundidade de 40 m.

A costa brasileira possui uma série de elementos climáticos, oceanográficos e geomorfológicos que condicionam os processos atuantes em determinados segmentos litorâneos (Tessler e Goya, 2005). Conforme especificado por Baptista Neto e Silva (2004), a plataforma mais larga do Brasil é encontrada ao Norte, com aproximadamente 320 km, enquanto no Sudeste e Sul alcança em torno de 220 km. Em contraste, no Nordeste e em parte do Leste, a plataforma é estreita, variando geralmente de 20 a 50 km e, eventualmente, apresentando mais de 90 km de largura. Uma exceção ocorre na região do Banco de Abrolhos, localizado no meio da plataforma Leste, que atinge até 240 km. A plataforma mais estreita, com 8 km, é encontrada ao largo de Salvador na Bahia.

A margem continental do Brasil tem uma substancial diversidade física e ambiental, constituindo um desafio constante para a gestão costeira. Esta diversidade caracteriza-se por heterogeneidade em relação à morfologia da costa e seus componentes hidrodinâmicos como ondas, marés e mudanças no nível do mar. Segundo Short e Klein (2016), a longa extensão da costa brasileira, em conjunto com sua ampla variedade de climas, processos costeiros e disponibilidade de sedimentos, requer que o litoral seja dividido em uma série de regiões e setores, com a finalidade de entender o impacto destes aspectos sobre a costa e seus sistemas praias. Dessa forma, o conhecimento da geologia da costa é fundamental para a compreensão da estrutura, morfologia e distribuição dos sedimentos da parte submersa.

Várias classificações descritivas da costa brasileira foram realizadas ao longo dos anos por Silveira (1964), Zembruiski et al. (1972), Martins e Coutinho (1981), Dominguez (2009),

Muehe (2010) e Castello e Krug (2015), sendo semelhantes em muitos aspectos e diferenciadas apenas por seus objetivos e níveis de detalhamento. Para a caracterização da região de estudo no presente trabalho, optou-se pela classificação de Martins e Coutinho (1981), conforme a Fig. 2.1, que divide a costa do Brasil de acordo com sua estrutura geológica e sedimentação, sendo citados fatores relativos a cada segmento litorâneo como morfologia da costa, cobertura sedimentar, largura da plataforma e parâmetros oceanográficos.

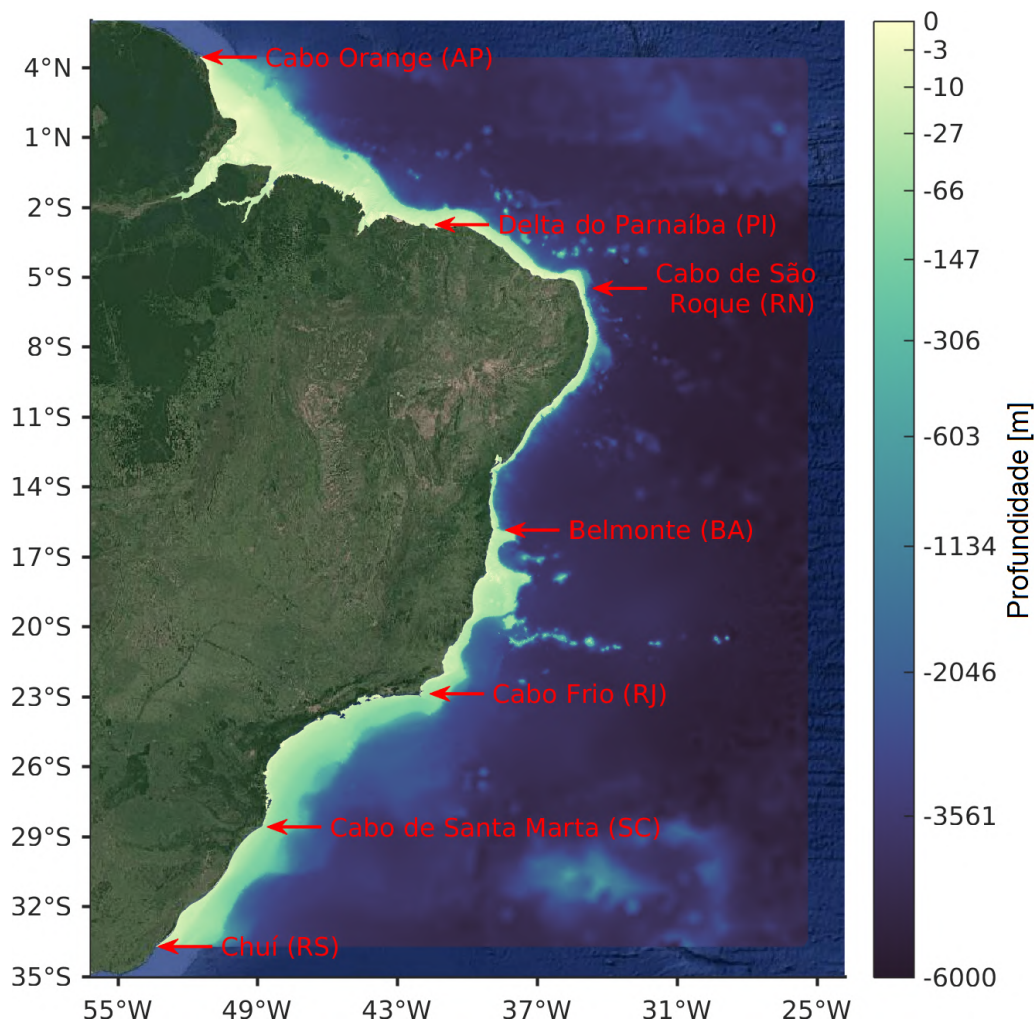


Figura 2.1 – Região de estudo delimitada conforme classificação proposta por Martins e Coutinho (1981) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). AP: Amapá - PI: Piauí - RN: Rio Grande do Norte - BA: Bahia - RJ: Rio de Janeiro - SC: Santa Catarina - RS: Rio Grande do Sul.

## 2.1. Cabo Orange - Delta do Parnaíba

Este trecho da margem continental é delimitado do Cabo Orange, no extremo norte do Amapá, ao Delta do Parnaíba, no limite entre os estados do Maranhão e do Piauí, compreendendo uma extensão de aproximadamente 1300 km e possuindo o trecho mais largo da Plataforma Continental Brasileira (Fig. 2.2). Esta região varia de 100 km de largura na foz do Rio Parnaíba até alcançar a extensão máxima de 330 km em frente à Ilha de Marajó no Pará.

Como a declividade da plataforma tende a diminuir com o aumento da largura, a maior parte da região é plana, variando de 1 a 2 m km<sup>-1</sup> (1-2:1000), e a quebra da plataforma ocorre a uma profundidade de 120 m ao longo da foz do Amazonas e a 80 m no extremo leste da área (Coutinho, 2000; Souza Filho, 2005). Segundo El-Robrini et al. (2006), as praias apresentam uma declividade suave e uma larga e extensa zona de estirâncio, resultante da grande amplitude de marés características da região que, durante as marés de sizígia, chegam a 7 m.

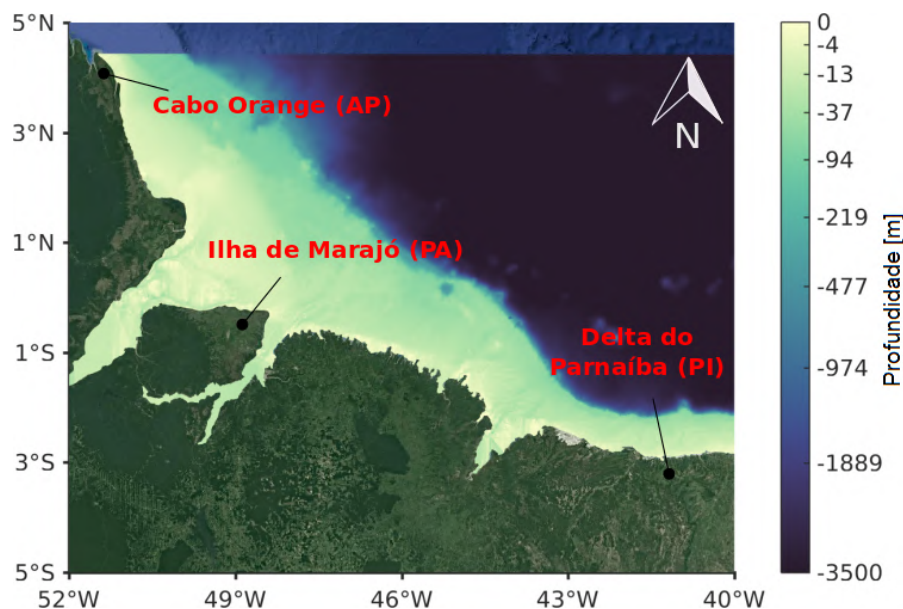


Figura 2.2 – Trecho da região de estudo delimitado do Cabo Orange (Amapá) ao Delta do Parnaíba (Piauí) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018).

AP: Amapá - PA: Pará - PI: Piauí.

Martins e Coutinho (1981) descreveram que as feições costeiras na plataforma interna deste setor apresentam um relevo complexo, típico de áreas com elevada energia de maré, caracterizadas pelos bancos arenosos e *canyons* ornamentados na superfície por ondulações de areia. Na plataforma externa, estes autores afirmaram que há predominância de um relevo irregular, típico de fácies carbonáticas, com zonas de bancos arenosos.

Segundo Coutinho (2000), os sedimentos superficiais da plataforma continental nesta região são representados por importantes fácies sedimentares, sendo a primeira composta pelos sedimentos finos oriundos do Rio Amazonas, dominando a plataforma interna até a isóbata de 60 m. Estes sedimentos lamosos são compostos, principalmente, por silte, sendo ricos em argila na plataforma a nordeste do Amazonas. No caso da plataforma externa do Maranhão, a lama siltosa constitui menos de 15% da maior parte dos sedimentos.

Já em relação às fácies arenosas, Coutinho (2000) afirmou que estas estão presentes em grande parte da plataforma, com maior expressão ao sul do Rio Pará, até atingir a profundidade de 100 m. A plataforma interna nesta região é coberta por areia quartzosa fina, com presença de cascalho em alguns locais. Ao norte do Rio Pará, os grãos de areia são mais angulosos que ao sul, onde predominam grãos arredondados até o Delta do Parnaíba.

De acordo com Anthony et al. (2010), as ondas são geradas pelos ventos alísios do Leste

e são consideradas moderadas a baixas, com potencial energético praticamente insignificante ao atingir a costa, independentemente da variação da maré. Os ventos alísios de Sudeste e Nordeste, segundo Innocentini et al. (2000), geram ondas menores que 1,5 m, podendo atingir até 3 m na zona offshore do Amapá durante o verão (Cachione et al., 1995). Além disso, ao se aproximar da costa, as ondas atingem valores em torno de 0,6 m (Guimarães et al., 2019).

Dominguez (2009) afirmou que ocorrem amplitudes de maré superiores a 4 m no Cabo Orange, em parte do Pará e no estado do Maranhão. Na foz do Rio Amazonas e ao longo da costa norte da Ilha de Marajó, ocorrem macro-marés, que atingem até 11 m (Souza Filho et al., 2009; Short e Klein, 2016). Nestes locais, as correntes de marés possuem capacidade para modificar a morfologia da linha de costa e da plataforma continental interna (Tessler e Goya, 2005).

A região norte é altamente influenciada pela Corrente Norte do Brasil, que transporta as águas da plataforma continental externa e do talude com uma velocidade que chega até  $1,2 \text{ m s}^{-1}$  (Richardson et al., 1994; Patchineelam, 2004). Este trecho constitui uma típica costa deposicional, condicionada por macro-marés que distribuem a lama amazônica que a Corrente Norte do Brasil empurra em direção ao Norte (Torres e El-Robrini, 2006). Os sedimentos lamosos são transportados para o Noroeste por esta corrente, que flui entre  $0,6$  e  $1 \text{ m s}^{-1}$ , auxiliada pelos ventos alísios de Leste, pelas ondas de Leste e pelas marés de inundação da Amazônia (Anthony et al., 2010).

## 2.2. Delta do Parnaíba - Cabo de São Roque

O trecho da costa brasileira com direção geral leste-oeste é delimitado entre o Delta do Parnaíba no Piauí e o Cabo de São Roque no Rio Grande do Norte (Fig. 2.3). Nesta região, a plataforma torna-se consideravelmente mais estreita, com uma largura de cerca de 30 km, nas proximidades do Cabo de São Roque, enquanto a quebra da plataforma inicia a uma profundidade de cerca de 80 m, diminuindo na direção nordeste, onde atinge profundidades entre 40 e 50 m (Martins e Coutinho, 1981).

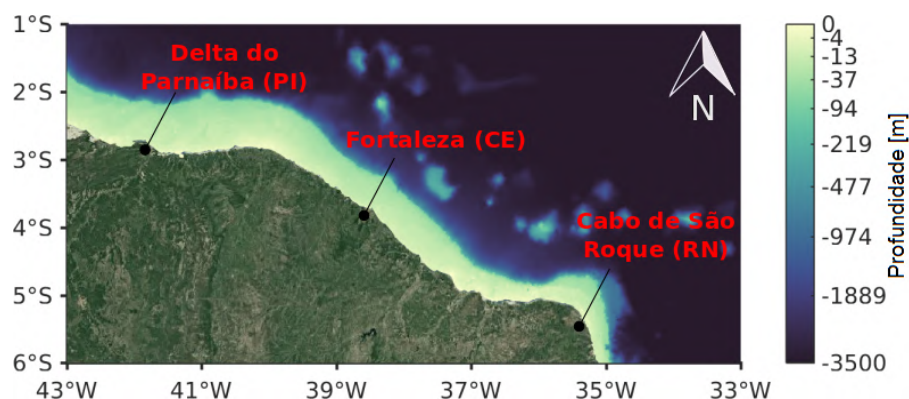


Figura 2.3 – Trecho da região de estudo, delimitado do Delta do Parnaíba (PI) ao Cabo de São Roque (RN) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). PI: Piauí - CE: Ceará - RN: Rio Grande do Norte.

A plataforma interna é coberta, principalmente, por areia e algum cascalho, ambos praticamente sem fração de argila, podendo ser movimentados pelas ondas e correntes na plataforma interna, enquanto que, na plataforma média, a maior parte destes sedimentos é relíquia (Coutinho, 2000). Este autor também afirmou que o relevo do litoral e da plataforma continental na Região Nordeste do Brasil é influenciado, principalmente, por processos eólicos e pelas correntes litorâneas.

Segundo Palma (1979) e Vital et al. (2010), a constância dos ventos alísios de Sudeste, o clima semi-árido com drenagem pouco expressiva e a aproximação do eixo da Corrente Norte do Brasil, colaboraram para a regularização do litoral neste trecho. Esta corrente é originada da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, que na proximidade do Cabo de São Roque divide-se em dois ramos, dos quais, um se dirige para Noroeste, formando a Corrente Norte do Brasil, e a outra para Sudoeste, gerando a Corrente do Brasil (Peterson e Stramma, 1991; Rodrigues et al., 2007). Este trecho da Região Nordeste do Brasil está sujeito à força total da Corrente Sul Equatorial, combinada com ventos fortes e ondas moderadas a altas, possuindo um regime de meso-marés, com alturas médias de 2,5 m no setor leste e 6 m a oeste, capazes de causar mobilidade sedimentar quase contínua ao longo da costa (Vital et al., 2008, 2010).

Os manguezais ao longo das margens caracterizam a presença de lagunas e estuários, enquanto as barreiras arenosas mostram cristas de praia que geralmente são remobilizadas pelos fortes ventos advindos de Nordeste, e que são responsáveis pelo crescimento de campos de dunas (Coutinho, 2000). Os ventos alísios do Leste atingem a costa chegando do Nordeste no verão e do Sudeste no inverno, gerando ondas de até 2 m e impulsionando o substancial transporte longitudinal de sedimentos para o Oeste (Lima et al., 2015; Short e Klein, 2016). Ademais, nas proximidades de Fortaleza, no Ceará, as ondas atingem alturas significativas entre 1 e 1,5 m, e períodos pequenos entre 4 e 6 s, sendo mais de 90% das ondas advindas do setor Leste (Silva et al., 2000).

### 2.3. Cabo de São Roque - Belmonte

O trecho da costa brasileira, com direção nordeste-sudeste, é delimitado do sul do Cabo de São Roque, no Rio Grande do Norte, até Belmonte, na Bahia (Fig. 2.4).

A plataforma neste trecho é considerada com largura reduzida e profundidades rasas quando comparada a outras partes da plataforma brasileira, uma vez que a profundidade de quebra ocorre em média a 80 m (Martins e Coutinho, 1981). A largura reduzida está relacionada à baixa taxa de erosão continental, à pequena zona de sedimentação marinha e à presença constante do atrito da Corrente do Brasil, que é direcionada para o Sudoeste (Hole, 1976; Rocha et al., 2014). A porção sul da bifurcação da Corrente Equatorial origina a Corrente do Brasil, que flui sobre o talude continental do equador para os trópicos transportando águas quentes (Gordon, 1989; Rodrigues et al., 2007).

Segundo Coutinho (2000), as profundidades neste trecho da plataforma brasileira são geralmente inferiores a 40 m, sendo que a partir de Cabedelo (Paraíba) em direção ao sul, a

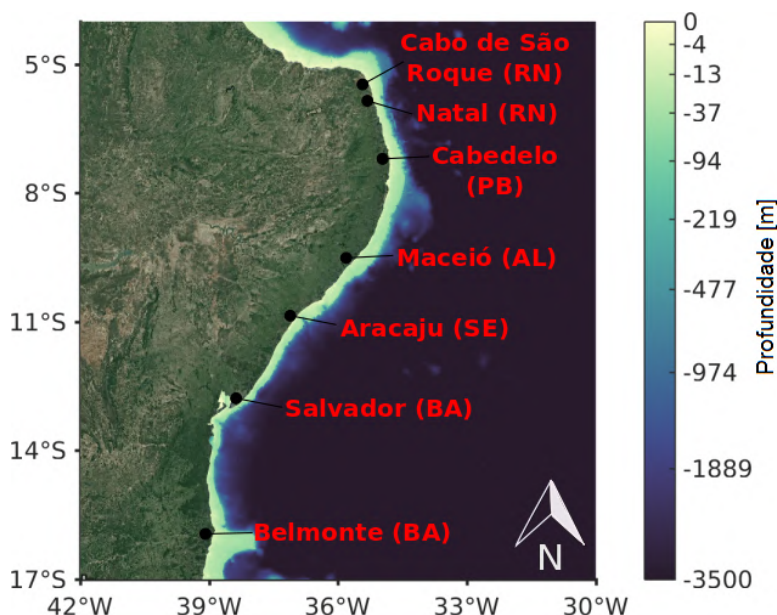


Figura 2.4 – Trecho da região de estudo, delimitado do Cabo de São Roque (RN) a Belmonte (BA) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). RN: Rio Grande do Norte - AL: Alagoas - SE: Sergipe - BA: Bahia.

plataforma se alarga progressivamente até Maceió (Alagoas), onde atinge 42 km. A plataforma diminui até o valor mínimo de 8 km em frente a Salvador (Bahia), e volta a crescer até 20 km no extremo sul da área. A declividade média da plataforma, descrita por este mesmo autor, fixa-se em 1:600 ( $1,7 \text{ m km}^{-1}$ ), alcançando o valor máximo de 1:100 ( $10 \text{ m km}^{-1}$ ) ao largo de Aracaju (Sergipe).

Devido ao clima tropical semi-árido da Região Nordeste, a plataforma interna e média é coberta, principalmente, por sedimentos arenosos, uma vez que seu conteúdo de lama é inferior a 2,5% e tende a ser mais rico em argila que silte (Coutinho, 2000). Outra característica notável neste trecho, está relacionada aos arenitos ou rochas de praias (*beach rocks*) que ocorrem em várias linhas paralelas à costa (Tessler e Goya, 2005).

Embora a costa seja relativamente reta e uniforme em sua orientação leste, os sistemas praias variam consideravelmente ao longo da costa, dependendo da exposição às ondas e do diâmetro dos sedimentos. De acordo com Short e Klein (2016), a orientação da costa expõe o litoral diretamente aos ventos de Sudeste e às meso-marés de até 2,5 m. Segundo Schettini et al. (2017), as marés que ocorrem nesta região variam de 0,7 a 2,6 m durante o inverno, e de 1 a 1,9 m no verão.

Tessler e Goya (2005) afirmaram que no trecho entre o Cabo de São Roque e o estado de Pernambuco, incidem com mais frequência as ondas provenientes dos ventos alísios, com pouca atuação de ondas oriundas da ação de frentes. Nas proximidades de Natal (Rio Grande do Norte), as ondas atingem alturas médias de 0,9 m durante o período de verão, com máximas de 1,2 m e mínimas de 0,5 m (Vital et al., 2008; Vital, 2009).

## 2.4. Belmonte - Cabo Frio

Este trecho da margem continental brasileira estende-se de Belmonte, na Bahia, até Cabo Frio, no Rio de Janeiro, caracterizando a transição entre os litorais nordestino e sudeste e, portanto, possuindo características das duas regiões (Fig. 2.5). Segundo Coutinho (2000), a plataforma continental neste trecho apresenta um alargamento a partir de Belmonte até atingir o máximo de 246 km em Caravelas, na Bahia. Em seguida, decresce para um mínimo de 48 km ao sul de Regência, no Espírito Santo, e volta a se alargar em direção ao Cabo de São Thomé, no Rio de Janeiro. Este mesmo autor afirmou que as declividades atingem o valor mínimo de 1:3500 ( $0,3 \text{ m km}^{-1}$ ) entre o sul da Bahia e o Espírito Santo, e a quebra da plataforma ocorre entre as isóbatas de 60 e 80 m.

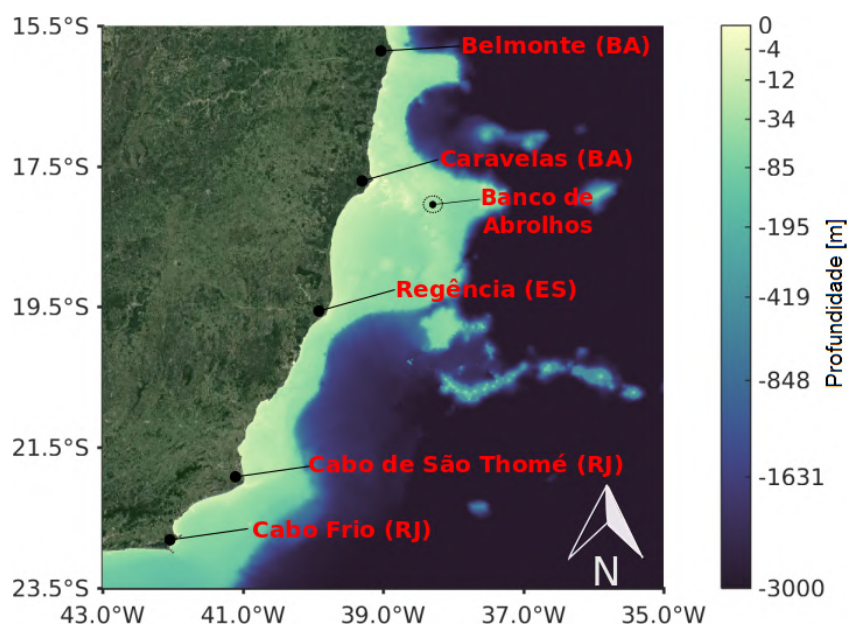


Figura 2.5 – Trecho da região de estudo delimitado de Belmonte (BA) a Cabo Frio (RJ) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018). BA: Bahia - ES: Espírito Santo - RJ: Rio de Janeiro.

O recobrimento sedimentar da plataforma continental interna é de areias terrígenas, essencialmente quartzosas, enquanto em profundidades maiores, é formada por cascalhos e areias de algas calcárias recifais ( fácies biodetrítica) (Coutinho, 2000). Em direção ao sul, onde a plataforma torna-se mais larga e plana, existe um grande número de recifes de corais, destacando-se o Banco de Abrolhos (Martins e Coutinho, 1981).

O canal do Banco de Abrolhos é considerado um dos locais de passagem da maioria do fluxo da Corrente do Brasil que, após atingir a região dos bancos, continua sobre a plataforma continental, orientando-se para o Sul e fluindo ao longo da profundidade de 200 m, até as proximidades de Cabo Frio (Signorini et al., 1989; Silveira et al., 2000). Esta corrente flui durante o ano todo paralelamente à costa, no sentido Sul-Sudoeste, e acompanha aproximadamente o contorno da Plataforma Continental Brasileira (Silva et al., 2006).

De acordo com Short e Klein (2016), ao longo da maior parte deste trecho da costa, ocorrem meso-marés de 2,5 m e ondas moderadas a altas, resultando em sistemas praias que variam de praias dissipativas dominadas por areia fina, praias intermediárias dominadas por ondas ou modificadas pela maré, e reflexivas em áreas abrigadas. Tessler e Goya (2005) afirmaram que no setor litorâneo deste trecho, as ondas mais efetivas no transporte sedimentar são predominantemente geradas pelos ventos dos quadrantes Nordeste e Leste, com períodos médios de 5 a 10 s e alturas entre 1 e 2 m. Eventualmente, nos meses de junho a setembro, as ondas originadas por frentes mais ao sul atingem esta parte do litoral brasileiro.

## 2.5. Cabo Frio - Cabo de Santa Marta

Este segmento de 1700 km do litoral sul e sudeste brasileiro, abrange os estados Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, sendo delimitado de Cabo Frio (Rio de Janeiro) até o Cabo de Santa Marta (Santa Catarina) (Fig. 2.6). Este trecho da plataforma continental apresenta-se consideravelmente amplo, com largura máxima de 230 km no embaixamento de São Paulo, nas proximidades de Santos, e mínima em Cabo Frio, com 80 km (Coutinho, 2000). A profundidade de quebra da plataforma varia de 40 a 180 m, sendo que o intervalo mais comum situa-se entre 140 e 160 m (Zembruski, 1979).

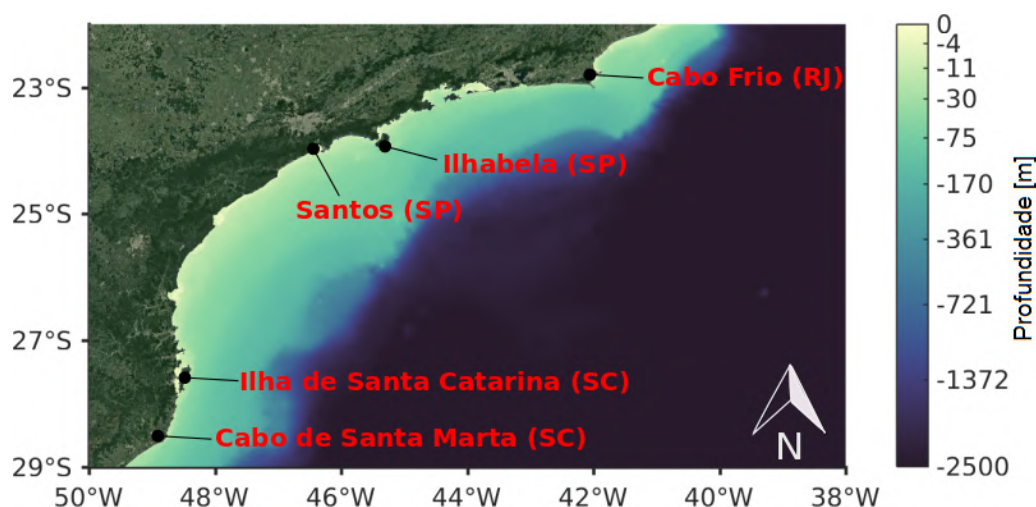


Figura 2.6 – Trecho da região de estudo delimitado de Cabo Frio (RJ) ao Cabo de Santa Marta (SC) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). RJ: Rio de Janeiro - SP: São Paulo - SC: Santa Catarina.

O relevo nesta região é considerado suave, com declividade de 1:1000 ( $1 \text{ m km}^{-1}$ ), sem formas topográficas acrecionais ou erosivas de grande amplitude, sendo as planícies costeiras compostas por sistemas de laguna/barreira ou por sistemas de cordões litorâneos regressivos parcialmente retrabalhados pelo vento (Coutinho, 2000). Destaca-se a presença da Serra do Mar, que se estende ao longo do litoral do Rio de Janeiro até o norte do estado de Santa Catarina (Tessler e Goya, 2005).

Em relação à sedimentação, Coutinho (2000) afirmou que a fácies arenosa é predominante nas plataformas interna e média, ao longo de toda a Região Sudeste e Sul do Brasil, alcançando

uma maior expressão na plataforma ao largo dos estados de São Paulo e Rio Grande do Sul, e sendo constituída por areias quartzosas médias a finas. Em relação à fácies de lama, este autor afirmou que ocorre principalmente na plataforma externa ao longo de toda a área, sendo que pode haver concentração na plataforma interna, ao largo de Ilhabela (São Paulo) e, ao largo e ao norte da Ilha de Santa Catarina.

O clima de ondas que caracteriza o litoral sul e sudeste brasileiro é condicionado pelas frequentes modificações das condições de vento, associadas à passagem de frentes frias e à constante presença de ondulações (*swell*) (Muehe et al., 2006). Segundo Marone e Jamiyanaa (1997), as ondas possuem uma característica não linear de propagação, implicando em um maior poder energético na ressuspensão e no transporte de sedimentos. Neste setor, as ondas de Nordeste atingem a costa em boa parte do ano, entretanto, as ondas incidentes com maior capacidade de transporte sedimentar costeiro são as associadas aos sistemas frontais (Tessler e Goya, 2005).

As condições de ondas na costa sul do Brasil, segundo Araújo et al. (2003), demonstram períodos entre 8 e 9 s, com altura de 1,25 a 2 m, advindas de Sul e de Leste. Contestabile et al. (2015) observaram que no litoral Centro-Norte de Santa Catarina, a altura significativa das ondas varia entre 1,5 e 2,5 m, e o período de pico entre 8 e 10 s. Já em relação às marés, todo trecho está sob o regime de micro-marés, com amplitudes inferiores a 1,2 m (Bonetti et al., 2017).

## 2.6. Cabo de Santa Marta - Chuí

Este trecho do litoral brasileiro é compreendido do Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, até o Arroio Chuí, no Rio Grande do Sul, sendo caracterizado por uma linha de costa retilínea, associada a planícies costeiras extensas e arenosas (Fig. 2.7).

A plataforma continental nesta região varia de 100 a 200 km e possui um perfil transversal com inclinação muito suave (Martins e Coutinho, 1981; Dillenburg et al., 2009). A plataforma é considerada estreita na parte norte (110 km) e larga ao sul (170 km), sendo sua quebra localizada em torno da isóbata de 180 m (Castro e Miranda, 1998). Do Cabo Santa Marta até Tramandaí (Rio Grande do Sul), a planície é mais estreita e a declividade varia de 1:500 ( $2 \text{ m km}^{-1}$ ) a 1:700 ( $1,4 \text{ m km}^{-1}$ ), enquanto nas regiões mais largas, de 1:1000 ( $1 \text{ m km}^{-1}$ ) a 1:1350 ( $0,7 \text{ m km}^{-1}$ ), segundo Zemruscki (1979). Em geral, o relevo deste trecho é considerado suave e os contornos batimétricos acompanham a morfologia da costa, sem formas topográficas acrecionais ou erosivas de grande amplitude (Martins e Coutinho, 1981).

De acordo com Coutinho (2000), a planície costeira neste trecho possui cerca de 750 km de comprimento, onde ocorre um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas que aprisiona um grande sistema lagunar (Lagunas dos Patos e Mirim). Este autor também afirmou que a sedimentação nas plataformas interna e média deste trecho é predominantemente arenosa, sendo constituída por areias quartzosas médias a finas. Em concordância, Nicolodi et al. (2002) afirmaram que os sedimentos deste sistema praial são caracterizados como areias finas

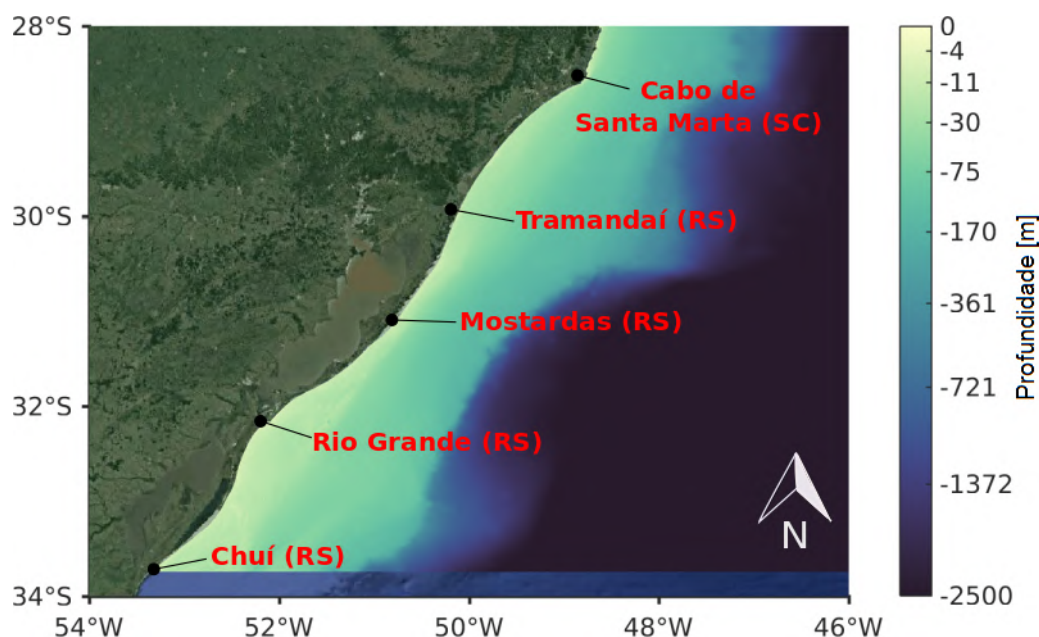


Figura 2.7 – Trecho da região de estudo delimitado do Cabo de Santa Marta (SC) até o Arroio Chuí (RS) (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, DATA Sio, 2018). SC: Santa Catarina - RS: Rio Grande do Sul.

bem selecionadas, exceto ao longo de 60 km no litoral sul do Rio Grande do Sul, onde ocorrem sedimentos bimodais devido à presença de cascalho biodetrítico (Calliari e Klein, 1993). O suprimento de sedimentos na região é proveniente do Rio da Prata, com a contribuição adicional dos rios locais (Jaguarão, Camaquã, Jacuí e Tubarão) (Short e Klein, 2016).

As ondas que atingem a costa da Região Sul são forçadas durante a maior parte do ano por ventos advindos de Nordeste (Braga e Krusche, 2000; Krusche et al., 2002). Entretanto, neste setor do litoral, as ondas incidentes dos quadrantes sul e sudeste, associadas aos sistemas móveis de origem polar Tessler e Goya (2005), possuem maior capacidade de transporte sedimentar costeiro. Camargo et al. (2002) criaram um atlas eólico para o Rio Grande do Sul, mostrando que nas estações mais ao norte, ventos de Nordeste e de Leste são dominantes e de maior intensidade, enquanto da região de Mostardas para o sul, a frequência e a intensidade dos ventos de Nordeste diminuem, e as componentes de Sudeste e de Sul começam a apresentar maior influência.

A parte externa da plataforma é influenciada pelas correntes de contorno oeste, do Brasil e das Malvinas, que transportam, respectivamente, águas quentes do equador para os trópicos e frias em direção ao equador (Gordon, 1989; Rodrigues et al., 2007). As praias geralmente são dissipativas, com ondas de alto potencial energético e zona de surfe com largura média entre 300 e 400 m, aumentando para 1 km na ocorrência de ondas altas (Short e Klein, 2016). As marés são mistas, com dominância diurna, e seus efeitos estão restritos à zona costeira e à região estuarina da Lagoa dos Patos (Möller et al., 2001).

A incidência de ondas é caracterizada por um comportamento sazonal, pois durante o outono e inverno ocorrem fortes ondulações geradas no Oceano Atlântico Sul, associadas com a passagem de frentes frias provenientes de Sul e Sudeste, e durante o verão e a primavera

ocorrem vagas geradas pelos fortes ventos locais de Nordeste (Tomazelli, 1993). Guimarães et al. (2014) analisaram os eventos extremos de ondas na costa sul do Brasil, e observaram que a energia das ondas se concentram em áreas com alto gradiente batimétrico e com fundo morfologicamente heterogêneo como a Praia do Hermenegildo e o norte dos molhes da Lagoa dos Patos.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Modelagem Computacional de Ondas

De acordo com Maliska (2004), o engenheiro ou projetista tem à sua disposição, fundamentalmente, três ferramentas para desenvolver um projeto ou analisar um problema: métodos analíticos, métodos numéricos e ensaios laboratoriais. Dentre estas, a modelagem numérica tem sido uma forte aliada de pesquisadores, através de uma sistemática que envolve engenharia, matemática e a ciência da computação.

A modelagem computacional torna possível a análise de diversos fenômenos reais, sem haver necessidade de experimentos complexos envolvendo fatores que não são relevantes para o estudo. Em função da disponibilidade computacional, que cresce exponencialmente, o desenvolvimento de algoritmos para a solução dos mais diversos problemas tem recebido enorme atenção dos analistas numéricos e engenheiros, fazendo aumentar também, em taxas acentuadas, o número de pesquisadores e usuários da simulação numérica (Maliska, 2004). Dessa forma, as técnicas de simulação têm se tornado um instrumento indispensável para pesquisas científicas e projetos de engenharia.

A modelagem numérica de ondas requer uma descrição estatística, caracterizada pelas condições sobre certo período de tempo e extensão espacial. De fato, tais condições não conseguem ser satisfeitas em escalas grandes o suficiente para caracterizar a geração e a dissipação das ondas. Portanto, para que as mudanças no campo de ondas sejam modeladas de forma eficiente, essas escalas (passo de tempo e comprimento da grade) devem ser pequenas o suficiente para resolver a evolução das ondas (WMO, 1998).

Atualmente, diferentes tipos de modelos podem ser aplicados para representar o estado do mar. Em geral, estes modelos podem ser divididos em duas classes: *phase resolving models*, os quais conseguem estimar tanto a amplitude como a fase de ondas individuais, e *phase averaging models* ou modelos espectrais, que simulam o espectro de variância do estado de mar e, com isso, estimam propriedades integrais como a altura significativa e o período médio das ondas.

Os modelos que resolvem a fase das ondas (*phase resolving models*) são utilizados em situações em que os processos que dependem da fase das ondas, como reflexão e difração, são importantes. No entanto, esse tipo de modelo requer um esforço computacional muito maior que os *phase averaging models*, tendo sua utilização geralmente restrita a áreas de estudo pequenas (Young, 1999).

No caso dos modelos espectrais (*phase averaging models*) não há necessidade de uma resolução espacial muito fina, sendo assim, tais modelos possuem uma gama de atuação relativamente mais extensa, visto que contam com os processos de geração, de dissipação e interações de ondas em águas profundas, e em águas rasas representam de forma eficaz os processos de refração (Holthuijsen, 2007).

Para o desenvolvimento deste trabalho foi escolhido o modelo espectral Tomawac (TE-LEMAC - *based Operational Model Addressing Wave Action Computation*), que resolve a equação do balanço da energia espectral, descrevendo a evolução do espectro da onda no domínio temporal, espacial e espectral.

### 3.2. Módulo Ondulatório Tomawac

O módulo ondulatório Tomawac foi utilizado para avaliar a variabilidade das ondas na região de estudo. Este modelo foi desenvolvido inicialmente por Benoit et al. (1996), e atualmente é mantido como parte do consórcio *open* Telemac-Mascaret<sup>1</sup>.

O Tomawac é um modelo de ondas espectral de terceira geração (Hasselmann et al., 1988; Holthuijsen et al., 1998), que calcula o estado do mar resolvendo a Equação de Conservação da Densidade de Ação das Ondas. Para Awk (2017), o Tomawac é definido como um software científico que modela as mudanças, tanto no tempo quanto no domínio espacial, do espectro de energia das ondas de vento e da agitação das ondas para aplicações no domínio oceânico e na zona costeira.

#### 3.2.1. Equacionamento de Balanço de Ação das Ondas

O Tomawac modela o estado do mar resolvendo a Equação da Conservação da Densidade de Ação da Onda (Eq. (3.1)) no domínio discretizado, tanto em coordenadas cartesianas  $(x, y)$  como em coordenadas espaciais esféricas  $(\lambda, \phi)$ , ou seja, longitude e latitude, através do Método dos Elementos Finitos (Awk, 2017):

$$\frac{\partial N(f, \theta)}{\partial t} + \frac{\partial \dot{x}N}{\partial x} + \frac{\partial \dot{y}N}{\partial y} + \frac{\partial \dot{k}_x N}{\partial k_x} + \frac{\partial \dot{k}_y N}{\partial k_y} = Q(k_x, k_y, x, y, t) \quad (3.1)$$

onde,  $N$  é o espectro direcional de ação da onda,  $k_x$  e  $k_y$  são os componentes nas direções  $x$  e  $y$  do vetor do número de onda,  $t$  é o tempo, e o ponto por cima das variáveis refere-se às taxas de transferência ao longo do tempo de cada variável, as quais são dadas pela Teoria Linear de Ondas.

A Equação (3.1) representa que, em uma situação geral de ondas que se propagam em um ambiente instável e não homogêneo (correntes ou nível do mar variando no tempo e no espaço), a densidade da ação da onda é preservada dentro dos termos de origem e de dissipação (fontes ou sumidouros), definidos por  $Q$ , que adicionam ou subtraem energia do sistema.

Para resolver a Eq. (3.1) em cada ponto do domínio numérico, o Tomawac divide o espectro direcional da ação da onda ( $N$ ) em um número finito de frequências de onda ( $f$ ) e também distribui as ondas em um número finito de direções de propagação de onda ( $\theta_i$ ). Assim, a Equação da Conservação da Densidade de Ação da Onda é resolvida para cada componente  $(f_i, \theta_i)$  e, neste caso, o espectro recebe o nome de “Espectro Direcional”.

---

<sup>1</sup>[www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org)

O espectro direcional da energia das ondas é uma função (em  $\text{J Hz}^{-1} \text{rad}^{-1}$ ) denotado por  $E(f, \theta)$ , que depende da frequência da onda  $f$  (Hz) e da direção de propagação da onda  $\theta$  (rad) variando dentro de um intervalo de comprimento de 0 a  $2\pi$ . A função  $E(f, \theta)$  pode ser associada com  $N(f, \theta)$ :

$$E(f, \theta) = N(f, \theta) \rho g \quad (3.2)$$

sendo  $\rho$  a massa específica da água e  $g$  a aceleração da gravidade.

A integração de  $E(f, \theta)$  ao longo das frequências e direções discretizadas produz a energia por unidade de área das ondas multidirecionais aleatórias:

$$\sum_f^{f+df} \sum_\theta^{\theta+d\theta} \frac{1}{2} \rho g a_m^2 = E(f, \theta) df d\theta \quad (3.3)$$

onde  $a_m$  corresponde à amplitude da onda (m), ou seja, a distância da crista da onda ao nível médio em repouso.

Outra consideração a ser feita na resolução da Eq. (3.1), refere-se ao caso geral de propagação de ondas em um meio instável, onde o espectro direcional da densidade de variância (Eq. (3.4)) não é mais mantido e uma nova quantidade deve ser introduzida, chamada de espectro direcional da ação da onda. Esta quantidade permanecerá constante, sem considerar os termos fonte e sumidouro, mesmo que o meio de propagação não seja homogêneo ou estável.

$$F(f, \theta) = \frac{E(f, \theta) df d\theta}{\rho g} \quad (3.4)$$

O espectro direcional da densidade de variância,  $F(f, \theta)$ , é uma função expressa em  $\text{m}^2 \text{Hz}^{-1} \text{rad}^{-1}$ . Esta função pode ser associada com o espectro direcional de ação da onda  $N(f, \theta)$  conforme a Eq. (3.5).

$$N = F/\sigma \quad (3.5)$$

em que  $\sigma$  denota a frequência angular relativa ou intrínseca, isto é, a frequência angular que está sendo observada em um sistema de coordenadas que se move à velocidade da corrente. Essa frequência é diferente da frequência angular absoluta ( $\omega$ ) observada em um sistema fixo de coordenadas. A frequência angular absoluta é fornecida por:

$$\omega = \sigma + \vec{k} \vec{U} \quad (3.6)$$

onde  $\vec{k}$  é o vetor do número de onda angular ( $\text{rad m}^{-1}$ ) e  $\vec{U}$  a velocidade do sistema.

### 3.2.2. Discretização Espectro - Angular

As direções de onda discretizadas pelo Tomawac são igualmente distribuídas no intervalo  $[0^\circ, 360^\circ]$ , já as frequências são discretizadas de um valor mínimo  $f_{\min}$  a um máximo  $f_{\max}$  em

uma progressão geométrica cuja razão é dada por:

$$f_r = \frac{f_{\max}^{(N_f-1)^{-1}}}{f_{\min}} \quad (3.7)$$

onde  $N_f$  é o número de frequências discretizadas. Assim, cada frequência  $f_i$  é calculada com:

$$f_i = f_{\min} \times f_r^i, \quad i = 0:N_f - 1 \quad (3.8)$$

Os valores de  $f_{\min}$  e  $f_{\max}$  são escolhidos pelo usuário de forma a representar desde as ondas mais longas até as mais curtas, respectivamente. Para o caso de ondas de gravidade é comum limitar as ondas de 25 a 25 s (0,4 a 0,04 Hz) (Awk, 2017).

Na Figura 3.1 é mostrada a representação do espectro direcional do Tomawac em um ponto da grade numérica. O eixo radial é o das frequências, cujo espaçamento é dado pela Eq. (3.8), e o eixo angular é o das direções, que representa a direção para a qual as ondas estão se propagando.

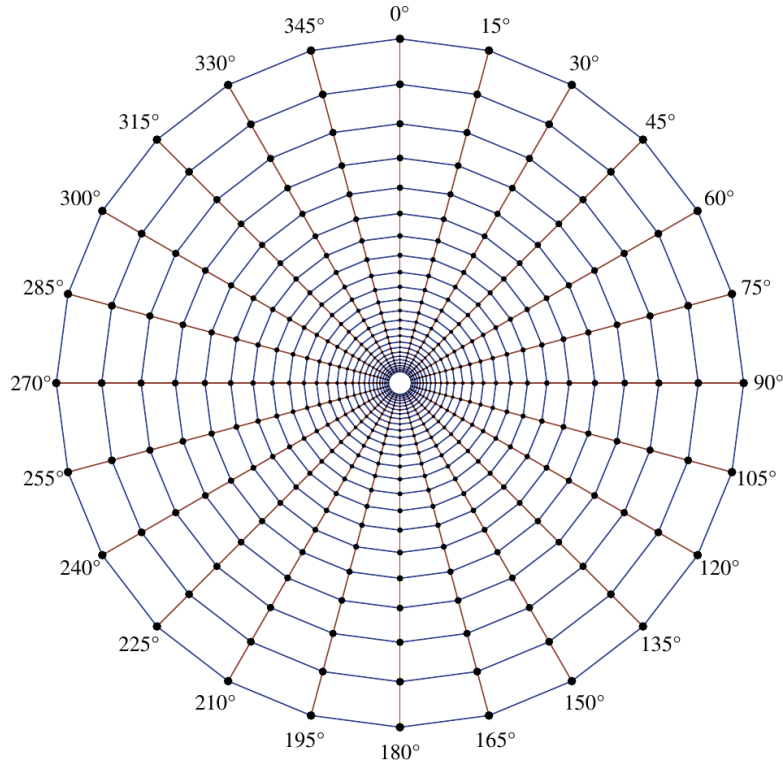


Figura 3.1 – Representação do espectro direcional do Tomawac usando 24 direções e 25 frequências.

### 3.2.3. Processos Físicos Modelados no Tomawac

O Tomawac foi projetado para ser aplicado a partir do domínio oceânico até a zona costeira. Os limites do intervalo de aplicação podem ser determinados pelo valor da profundidade relativa ( $d/L_0$ ), onde  $d$  representa a altura da água (m) e  $L_0$ , o comprimento da onda (m) correspondente à frequência espectral de pico para ondas irregulares. Dessa forma, o modelo

Tomawac pode ser executado desde águas profundas ( $d/L$  maior que 0,5) até águas costeiras ( $d/L$  menor que 0,05), sendo capaz de calcular o campo de ondas através do conhecimento do campo de ventos.

Para modelar corretamente as ondas nas devidas regiões, o Tomawac, além da propagação das ondas, considera diversos processos físicos de interação das ondas com o meio e com outras ondas, inseridos na Equação de Conservação da Densidade de Ação da Onda (Eq. (3.1)) nos termos fonte e sumidouro. Estas interações modificam a energia total da onda, bem como a distribuição do espectro direcional desta energia.

Os processos modelados pelo Tomawac incluem (Awk, 2017):

- Processos de geração/dissipação de energia:
  - Interações geradas pela atmosfera: estas interações são responsáveis pela transferência de energia dos ventos para as ondas. É o termo fonte principal para o espectro direcional de energia das ondas. A forma como o espectro evolui, primeiramente, depende da velocidade, direção, tempo de atuação e campo de atuação do vento sobre a superfície líquida do oceano (*fetch*);
  - *Whitecapping*: representa a arrebentação e ocorre devido à excessiva inclinação da onda durante a geração e a propagação;
  - Dissipação de energia induzida pelo atrito com o fundo: ocorre principalmente em águas rasas.
- Processos relacionados à propagação das ondas:
  - Propagação de ondas devido à velocidade de grupo;
  - Refração induzida pela batimetria, modificando a direção das ondas em águas rasas e implicando na transferência de energia através das direções de propagação;
  - *Shoaling*: processo de variação da altura da onda quando a profundidade começa a reduzir.

Em cada ponto da malha computacional, o Tomawac também tem a capacidade de calcular a altura significativa, a direção média, a frequência média e a frequência de pico das ondas. No entanto, o domínio de aplicação do Tomawac não inclui as áreas portuárias, e não é indicado para as regiões com feições costeiras complexas que possam gerar reflexão ou que necessitem de um resultado confiável da difração.

### 3.3. Cálculo da Taxa de Transporte Longitudinal de Sedimentos

O estudo do transporte de sedimentos pode ser realizado experimentalmente ou matematicamente. A quantificação matemática é baseada em equações que foram desenvolvidas e calibradas ao longo dos anos por diferentes autores e, geralmente, consideram o diâmetro médio dos sedimentos e as características das forçantes responsáveis pelo transporte sedimentar.

Algumas formulações para a estimativa do transporte de sedimentos foram propostas por Bijker (1968), CERC (1984), Kamphuis (1991) e Van Rijn (2002). Neste estudo, devido à ausência de dados laboratoriais como velocidade de sedimentação e rugosidade das partículas, o

transporte longitudinal de sedimentos será estimado através de dados de parâmetros de onda e características sedimentares de cada trecho da região de estudo. Sendo, portanto, empregadas as fórmulas propostas pelo CERC (1984) e por Kamphuis (1991).

### 3.3.1. Modelo do CERC (1984)

A metodologia proposta pelo *Shore Protection Manual* (CERC, 1984) é amplamente utilizada e apresenta resultados coerentes com observações feitas em campo. O *Shore Protection Manual* foi um extenso trabalho realizado pelo Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos, referência internacional na aplicação de técnicas e métodos sobre estudos costeiros. Considerando o Método do Fluxo de Energia (CERC, 1984), foi quantificado o volume de sedimentos transportados, relacionando a taxa de transporte longitudinal ( $Q_v$ ) com a taxa do peso imerso dos sedimentos ( $I_l$ ), dado em unidades de força por unidade de tempo.

$$I_l = (\rho_s - \rho_a)ga_iQ_v \quad (3.9)$$

onde,  $\rho_s$  é a massa específica dos sedimentos ( $2650 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\rho_a$  é a massa específica da água salgada ( $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ) e  $a_i$  é a relação entre o volume de sólidos e o volume total de sedimentos, podendo ser substituída por:

$$a_i = 1 - p \quad (3.10)$$

onde  $p$  é a porosidade dos sedimentos (0,4).

A componente  $I_l$  também se relaciona empiricamente com a componente longitudinal do fluxo de energia das ondas ( $P_l$ ):

$$I_l = KP_l \quad (3.11)$$

sendo  $K$  um coeficiente adimensional que, posteriormente, será calculado com auxílio das metodologias propostas por Kamphuis et al. (1986) e Mil-Homens et al. (2013).

Assim, substituindo a Eq. (3.10) e a Eq. (3.11) na Eq. (3.9), a função  $Q_v$  pode ser apresentada da seguinte maneira:

$$Q_v = \frac{KP_l}{(\rho_s - \rho_a)g(1 - p)} \quad (3.12)$$

A componente  $P_l$  é expressa por:

$$P_l = \vec{P} \cos(\alpha_b) \sin(\alpha_b) \quad (3.13)$$

onde,  $\alpha_b$  é o ângulo de incidência da onda na linha de arrebentação (graus), e  $\vec{P}$  é a taxa em que a energia da onda é transmitida por unidade de comprimento perpendicular à direção de avanço das mesmas, dada por:

$$\vec{P} = \vec{E}C_g \quad (3.14)$$

com  $\vec{E}$  representando a densidade de energia das ondas e  $C_g$  a celeridade de grupo das ondas ( $\text{m s}^{-1}$ ):

$$\vec{E} = \frac{\rho_a g H_{s,b}^2}{8} \quad (3.15)$$

$$C_g = \left( \frac{g H_{s,b}}{\gamma_b} \right)^{1/2} \quad (3.16)$$

onde,  $H_{s,b}$  é a altura significativa das ondas na posição de arrebentação (m) e  $\gamma_b$  representa o parâmetro de quebra ou o limite para a inclinação da onda. A teoria das ondas solitárias definiu, através de observações experimentais, que o limite deste parâmetro é de 0,78 (Kamphuis, 2001).

Finalmente, pode-se substituir as Eqs. (3.16) e (3.15) na Eq. (3.14) e, posteriormente, na Eq. (3.13). Dessa forma, a Eq. (3.13) pode ser inserida na Eq. (3.12), juntamente com a seguinte simplificação trigonométrica:

$$\sin(\alpha_b) \cos(\alpha_b) = \frac{1}{2} \sin(2\alpha_b) \quad (3.17)$$

A fórmula final proposta pelo CERC (1984), que calcula a taxa de transporte longitudinal de sedimentos ( $Q_v$ ) expressa em ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), pode ser reescrita como:

$$Q_v = \frac{K \rho_a g^{1/2} H_{s,b}^{5/2} \sin(2\alpha_b)}{16(\gamma_b^{1/2})(\rho_s - \rho_a)(1 - p)} \quad (3.18)$$

Segundo Wang et al. (1998), a fórmula de CERC (1984) foi calibrada com dados *in situ*, sem considerar o tamanho dos sedimentos e a inclinação das praias, que são parâmetros importantes para totalizar a taxa de transporte sedimentar. Assim, quando o coeficiente  $K$  não é calculado, este método torna-se limitado e os resultados, geralmente, superestimados (King, 2005).

### ***Cálculo do Coeficiente K***

O coeficiente adimensional  $K$ , apresentado na Eq. (3.18), relaciona diretamente a taxa longitudinal de transporte de sedimentos não coesivos com o fluxo de energia de ondas (Lima et al., 2002). Este parâmetro pode ser intitulado como  $K_{sig}$ , quando considera a altura significativa das ondas na linha quebra, ou  $K_{rms}$  ao considerar a raiz média quadrática da altura das ondas. No presente trabalho, devido à consideração da altura significativa das ondas, foi empregado o  $K_{sig}$  e, quando necessário, convertido através da seguinte expressão, conforme metodologia proposta por King (2005).

$$K_{sig} = \frac{K_{rms}}{2} \quad (3.19)$$

O valor de  $K_{sig}$ , recomendado pelo *Shore Protection Manual* (CERC, 1984), foi derivado da pesquisa de campo de Komar e Inman (1970), onde 0,39 se mostrou o melhor ajuste para as

praias americanas estudadas. No entanto, a expressão se torna mais confiável se o coeficiente for calibrado com dados característicos de cada região.

Estudos realizados por Kamphuis et al. (1986) e Mil-Homens et al. (2013) resultaram em expressões analíticas que indicam que o parâmetro  $K$  não é constante e depende do diâmetro dos sedimentos e dos parâmetros de onda. Neste estudo, o coeficiente  $K$  foi calibrado, sendo consideradas três variações da fórmula do CERC (1984), para o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos.

- Valor definido pelo CERC (1984) para praias americanas:

$$K_{sig} = 0,39 \quad (3.20)$$

- Fórmula proposta por Kamphuis et al. (1986):

$$K_{sig} = 0,022 \sqrt{\frac{\gamma_b H_{s,b}}{D_{50}}} \quad (3.21)$$

sendo  $D_{50}$  o diâmetro médio dos sedimentos (mm).

- Fórmula proposta por Mil-Homens et al. (2013):

$$K_{rms} = [2237,7 \left(\frac{H_{s,b}}{L_0}\right)^{1,45} + 4,505]^{-1} \quad (3.22)$$

onde  $L_0$  é o comprimento da onda (m), dado por:

$$L_0 = \frac{gT_p^2}{2\pi} \quad (3.23)$$

com  $T_p$  representando o período de pico da onda (s).

### 3.3.2. Modelo do Kamphuis (1991)

Com o objetivo de desenvolver uma equação aplicável tanto em campo como em dados de modelo, Kamphuis (1991) realizou uma análise considerando as características do perfil praiial, os parâmetros de onda e os dados sedimentológicos da região, obtendo a seguinte equação:

$$\frac{Q_m}{\rho_a H_{s,b}^3 T_p} = 1,3 \times 10^{-3} \left(\frac{H_{s,b}}{L_0}\right)^{-1,25} (m_b)^{0,75} \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}}\right)^{0,25} [\sin^{0,6}(2\alpha_b)] \quad (3.24)$$

onde,  $Q_m$  é a taxa de transporte longitudinal de sedimentos ( $\text{kg s}^{-1}$ ) e  $m_b$  é a declividade do perfil praiial na linha de arrebentação.

Segundo Kamphuis (1991), a Eq. (3.24) pode ser reduzida para a seguinte fórmula:

$$Q_m = 2,27(H_{s,b})^2(T_p)^{1,5}(m_b)^{0,75}(D_{50})^{-0,25}[\sin^{0,6}(2\alpha_b)] \quad (3.25)$$

ou, considerando a taxa de transporte longitudinal de sedimentos em  $\text{m}^3 \text{ano}^{-1}$ :

$$Q'_v = 6,4 \times 10^4 (H_{s,b})^2 (T_p)^{1,5} (m_b)^{0,75} (D_{50})^{-0,25} [\sin^{0,6}(2\alpha_b)] \quad (3.26)$$

Kamphuis (1991) afirmou que esta fórmula é sensível ao período das ondas, e que as taxas de transporte crescem com a inclinação da praia e variam inversamente com o tamanho dos sedimentos. Além disso, o expoente da função senoidal não é unitário, ajustando melhor a influência do ângulo de arrebatamento no transporte de sedimentos, uma vez que os expoentes unitários superestimam a taxa de transporte para grandes ângulos de incidência. Os autores também consideraram uma menor sensibilidade em relação à altura das ondas, o que resulta em menores valores de predição se houver ocorrência de ondas de tempestade.

É válido ressaltar que, segundo Kamphuis (2001), a Eq. (3.26) superestima o transporte de sedimentos em praias de cascalho, pois não inclui uma tensão de cisalhamento crítica, assumindo que os sedimentos são transportados mesmo para condições de ondas pequenas.

Para este estudo, com o objetivo de comparar a taxa de transporte longitudinal de sedimentos estimada pelas equações apresentadas anteriormente, a fórmula proposta pelo CERC (1984) foi convertida para  $\text{m}^3 \text{ano}^{-1}$ , igualando-se à unidade de medida apresentada na fórmula do Kamphuis (1991).

### 3.3.3. Dados Sedimentológicos

A carta sedimentológica, oriunda de dados provenientes das expedições do Programa ReviZEE e disposta pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, é apresentada nesta seção com o objetivo de demonstrar a distribuição dos sedimentos de fundo da Plataforma Continental Brasileira. Estes dados foram considerados para a análise qualitativa do diâmetro médio dos sedimentos, sendo considerada uma aproximação em relação à fração sedimentar dominante de cada trecho da costa brasileira.

A Figura 3.2 representa a distribuição de 10 tipos de sedimentos (Areia Fina, Areia Média, Areia Grossa, Areia Lamosa, Lama, Cascalho, Cascalho Lamoso, Conchas, Recife e Alga Calcária), que foram classificados seguindo a metodologia desenvolvida por Dias e de Medeiros (2014), e estão diferenciados na barra de cores.

Para a realização deste estudo, com o intuito de simplificar a distribuição sedimentar ao longo de toda a costa brasileira, foram consideradas as seguintes frações sedimentares:

- Areia lamosa/fina -  $D_{50}$ : 0,06 mm - Chuí - Rio Grande do Sul até Cabo Frio - Rio de Janeiro;
- Areia média -  $D_{50}$ : 0,5 mm - Cabo Frio - Rio de Janeiro até Maceió - Alagoas;
- Areia grossa -  $D_{50}$ : 1 mm - Maceió - Alagoas até Parnaíba - Piauí;
- Areia lamosa/fina -  $D_{50}$ : 0,06 mm - Parnaíba - Piauí até Cabo Orange - Amapá.

É importante ressaltar que as formulações do CERC (1984) e do Kamphuis (1991), apesar de considerarem o transporte de sedimentos em suspensão e de fundo, permitem a utilização de apenas uma fração sedimentar, o que exigiu esta simplificação.

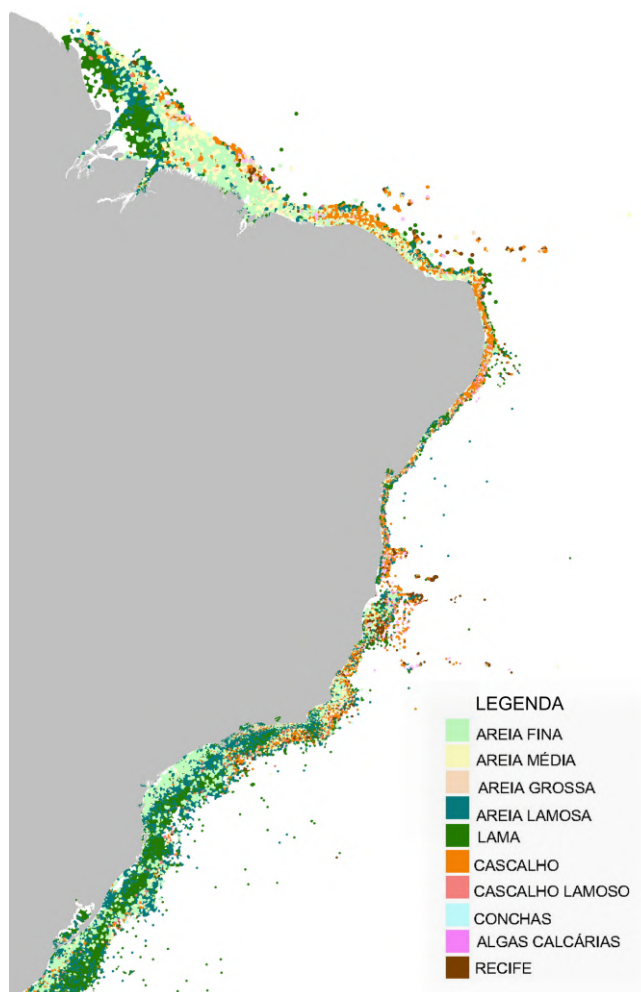


Figura 3.2 – Carta da distribuição dos sedimentos de fundo na Plataforma Continental Brasileira (Fonte: Diretoria de Hidrografia e Navegação, 2014).

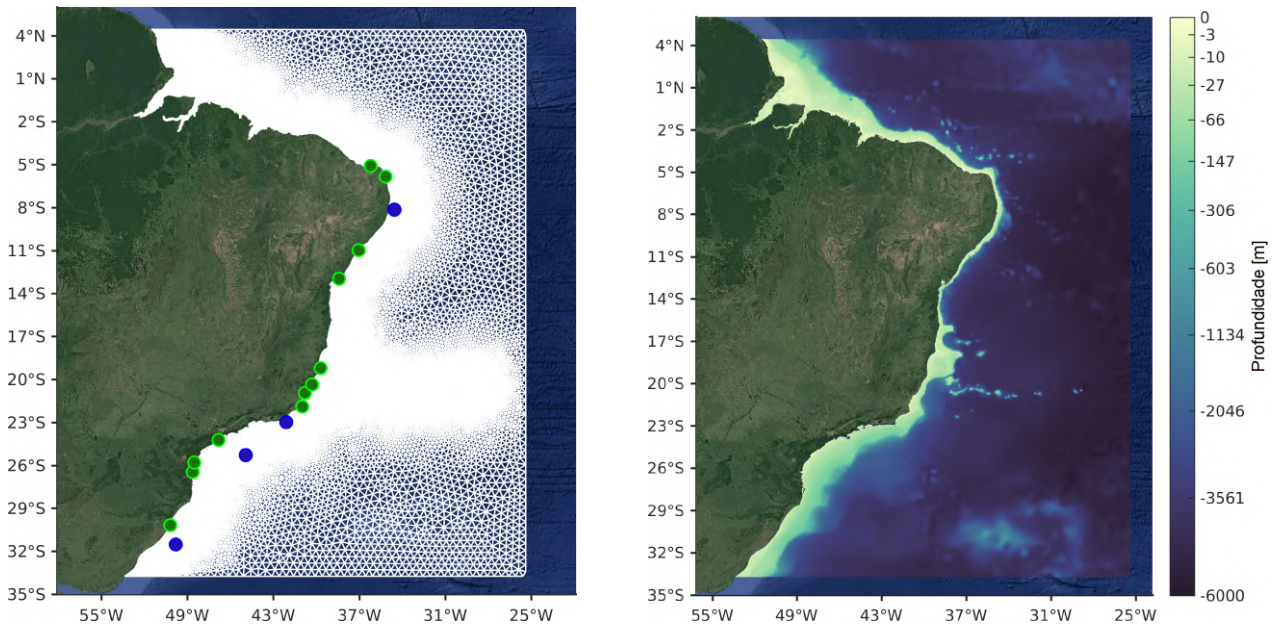
### 3.4. Geração da Malha de Elementos Finitos

A malha gerada para este trabalho é do tipo não estruturada, com elementos triangulares que permitem a representação dos domínios de estudo a partir de níveis de refino não uniformes, possibilitando a obtenção de maiores resoluções em regiões específicas (Lynch et al., 1996). Dessa forma, a utilização de malhas batimétricas não estruturadas permite uma boa representação das características batimétricas e morfológicas na grade do modelo numérico.

Para a geração da malha computacional que representa a região de estudo, foi utilizado o software *Blue Kenue* (desenvolvido pelo CHC - *Canadian Hydraulic Centre*). Inicialmente, foram definidos os limites das bordas costeiras e oceânicas devidamente georreferenciadas, cobrindo toda a Plataforma Continental Brasileira. Posteriormente, foi gerada uma grade de triângulos, onde a distância entre os vértices destes elementos é de 55 km na zona oceânica e 500 m na região costeira, totalizando 547479 nós.

A malha numérica gerada para a realização das simulações está representada na Fig. 3.3 (a) e a batimetria da região de estudo é representada na Fig. 3.3 (b), com a barra de cores representando a profundidade de 0 a 6000 m. Os círculos em azul representam a localização

das boias utilizadas na validação do modelo Tomawac, e em verde, a localização dos pontos utilizados na validação do transporte longitudinal de sedimentos.



(a) Representação da malha numérica criada para o estudo. Os círculos em azul representam a localização das boias utilizadas na validação do modelo Tomawac, e em verde, a localização dos pontos utilizados na validação do transporte longitudinal de sedimentos (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018).

(b) Representação da batimetria na região de estudo (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018).

Figura 3.3 – Imagens ilustrativas da discretização do domínio computacional (a) e da batimetria utilizada na região estudada (b).

### 3.4.1. Estruturação da Malha Batimétrica

A qualidade dos resultados calculados pelo modelo está diretamente relacionada aos dados batimétricos utilizados para a geração da grade numérica. Desta forma, para obter a melhor representação possível das características batimétricas da Plataforma Continental Brasileira, foi necessário combinar dados de diferentes fontes.

Os dados batimétricos utilizados para representar o fundo do mar na plataforma continental foram obtidos de cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação<sup>2</sup> da Marinha Brasileira, e digitalizadas por Cardoso et al. (2014). Devido à ausência ou pouca frequência de dados na região oceânica, os dados batimétricos oceânicos mais profundos que 400 m foram obtidos do GEBCO<sup>3</sup> (*General Bathymetric Chart of the Oceans*).

<sup>2</sup>[www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html](http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html)

<sup>3</sup>[www.gebco.net](http://www.gebco.net)

### 3.5. Condições Iniciais e Condições de Contorno

Para realizar as simulações, o modelo numérico Tomawac foi inicializado do repouso. A superfície do modelo foi forçada com dados de vento, interpolados em todos os pontos da malha numérica, enquanto o contorno oceânico foi forçado com dados de altura significativa ( $H_s$ ), período de pico ( $T_p$ ) e direção de pico ( $D_p$ ) de ondas, inseridos no entorno da malha. Os dados de vento e ondas, representados pelas cores azul e vermelho, respectivamente (Fig. 3.4), foram obtidos do Projeto de Reanálise ERA Interim<sup>4</sup> do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), para o período compreendido entre os anos de 1979 e 2015.

Os dados utilizados como condições iniciais e de contorno foram interpolados e prescritos para cada ponto da malha de elementos finitos, com resolução espacial de  $0,75^\circ$  de latitude e longitude, e resolução temporal de 6 h.

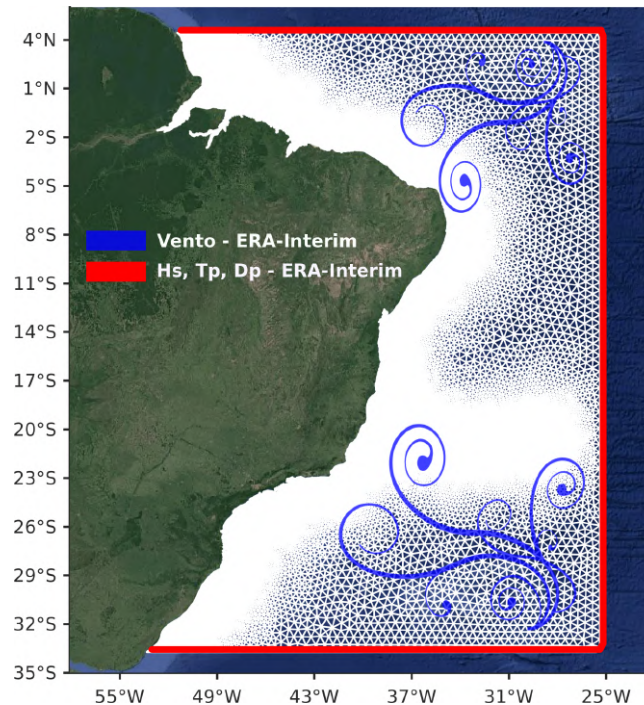


Figura 3.4 – Condições iniciais e de contorno forçadas no modelo (Fonte: Imagem sobreposta do Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018).

### 3.6. Métodos para Validação dos Resultados

O processo de validação de um modelo consiste em comparar seus resultados com dados observados *in situ* (Bourban et al., 2012). A validação do modelo numérico Tomawac foi realizada através da comparação entre os parâmetros de onda produzidos pelo modelo e os dados medidos pelas boias do Programa Nacional de Boias<sup>5</sup> (PNBOIA). Já para a validação

<sup>4</sup>[www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)

<sup>5</sup><http://www.goosbrasil.org/pnboia>

do cálculo do transporte longitudinal de sedimentos, os resultados obtidos pelas formulações do CERC (1984) e do Kamphuis (1991) foram comparadas a estudos anteriores relacionados à temática, em diferentes pontos da costa brasileira.

Com o intuito de avaliar o desempenho do modelo numérico Tomawac na reprodução das principais características das ondas na Plataforma Continental Brasileira, foi realizado um estudo comparativo entre os parâmetros de onda produzidos pelo modelo e os dados medidos pelas boias do PNBOIA. O PNBOIA possui atualmente 18 boias fixas e 297 boias de deriva, disponibilizando, em tempo quase-real, dados meteorológicos e oceanográficos obtidos nas áreas oceânicas do Brasil. Este programa é uma contribuição brasileira para o *Global Ocean Observation System*<sup>6</sup> (GOOS), e coordenado pelo Centro de Hidrografia da Marinha<sup>7</sup> (CHM).

A validação foi realizada comparando os dados de altura significativa e período de pico de quatro boias do PNBOIA com os dados modelados pelo Tomawac. Estas boias ficam localizadas na região de Rio Grande - Rio Grande do Sul, Santos - São Paulo, Cabo Frio - Rio de Janeiro e Recife - Pernambuco, na isóbata de 200 m. Para as simulações foi considerado o período entre 2010 e 2015, havendo alguns intervalos vazios devido à falta de informações disponíveis. Os dados foram submetidos a um tratamento para remover valores anormalmente extremos (*spikes* e *outliers*), e a saída do modelo foi comparada com os dados da boia. Além disso, foram calculadas métricas estatísticas de acordo com Hallak e Pereira (2011) e Teegavarapu (2012).

Para a validação do cálculo do transporte longitudinal de sedimentos, as formulações propostas pelo CERC (1984), com as devidas calibrações do parâmetro  $K$ , e por Kamphuis (1991) foram aplicadas em diferentes pontos da costa brasileira e, posteriormente, comparadas a estudos pretéritos relacionados à temática. Dessa forma, foi definida a formulação mais adequada para cada setor da região de estudo, considerando a proximidade das médias calculadas com as já existentes na bibliografia.

### 3.7. Análise dos Resultados Obtidos

Para a análise do comportamento do clima ondulatório em toda a Plataforma Continental Brasileira, foi realizada uma simulação utilizando o modelo Tomawac, forçado com dados de ventos e ondas do ECMWF, para um período de 37 anos (1979 a 2015). Desta simulação, foram extraídos os parâmetros de onda necessários para a análise direta dos resultados e para o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos, além da declividade do perfil praiar. Para definir os valores do diâmetro médio dos sedimentos, foi realizada uma análise qualitativa da carta sedimentológica disposta pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, sendo possível definir uma fração sedimentar específica para cada trecho analisado na costa brasileira.

Com as informações relacionadas ao clima ondulatório, aos dados sedimentológicos e às características do perfil praiar, foi possível calcular o transporte longitudinal de sedimentos considerando as formulações apresentadas nas seções anteriores. Em um primeiro momento, os

---

<sup>6</sup><http://www.goosbrasil.org>

<sup>7</sup><https://www.marinha.mil.br/chm>

resultados foram comparados com estudos pretéritos relacionados à temática, para que, assim, fosse possível definir a formulação mais adequada para cada setor analisado.

O objetivo principal do estudo foi então alcançado, através do cálculo das médias de transporte longitudinal de sedimentos em toda a costa brasileira, considerando as diferentes metodologias. Finalmente, para concluir a avaliação do transporte sedimentar, os padrões de variabilidade espaço-temporal foram investigados através da análise de ondaletas, seguindo a metodologia proposta por Torrence e Compo (1998) e retificada por Liu et al. (2007) e Veleza et al. (2012).

## 4. ARTICLE I - LONGSHORE TRANSPORT ON THE BRAZILIAN COAST

*Abstract:* The present study investigates the wave behavior using a computational model, and the longshore sediment transport rate, according to four different formulations, on the Brazilian Continental Shelf, for the period between 1979 - 2015. The average significant wave height is substantially variable along the study region, with the largest values occurring in Southern Brazil, whereas the smaller values occur in Northern Brazil. The longshore sediment transport rates are well within the range of values presented in previous works and indicate which method has the best performance in order to estimate annual mean rates of sediment transport. The highest sediment transport rates were found in the sector comprised within the northern coast of the Bahia state and the Alagoas state reaching  $460\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, the opposite was found between the Rio de Janeiro and southern Bahia coast, where occurred the smallest transport rates with global average of  $109\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . Additionally, it is important to emphasize that small variations in the wave incidence angle may cause significant changes in the longshore drift of sediments favoring the occurrence of zones of convergence and divergence along the coast. The novel results presented for the entire Brazilian shore contributes to the state of the art regarding the wave and sediment transport along the Brazilian coast and can be useful for future engineering projects that consider the sustainable management of the coastal zone.

**Keywords:** Numerical modeling; Tomawac; CERC; Kamphuis; Longshore Sediment Transport.

### 4.1. Introduction

Beaches are highly dynamic environments that tend to stabilize in response to the incident wave climate at the shoreline (Silvester and Hsu, 1997). According to Short (1999), beaches are constantly experiencing morphological changes that result from the interaction between energetic components and imbalances of the local sediment supply. The wave climate is considered the main factor inducing short and medium term coastal processes, causing longshore and cross-shore sediment transport (Muehe and Corrêa, 1989; Neves and Muehe, 2008).

The urban expansion over coastal areas decreases the natural recovering capacity that such areas pursue to adapt to natural factors acting over them. In Brazil, the socioeconomic pressures on coastal areas have been triggering a fast process of unplanned and intense urbanization, deteriorating the natural resources (Souza, 2002). According to Wisner et al. (2003), the occupation of inadequate areas has been triggering and/or accelerating erosive process along the coast. Hence, the study of sediment transport characteristics and patterns is a valuable tool

to monitor the coastal dynamics, once depending on the potentialities of sediment movement and transport, significant deposition and erosive processes can take place.

The Brazilian coast is a very populated area, with intense economic activities such as tourism, shipping, fishing, and recreational activities. Due to the greater importance of these areas to the environmental, economic and social aspects, the knowledge and analysis of the mechanisms acting in these regions are crucial for the correct handling and mitigation of possible impacts caused by its occupation (Neves et al., 2012). The longshore sediment transport is a conditioning factor for the occurrence of morphological changes in coastal environments. Hence, understanding the local wave climate and the sediment transport at the coast is crucial for developing projects, coastal management plans, and erosion risk analysis.

At a global level, Wang et al. (1998) estimated the total sediment transport rate in 29 places along the Southeastern USA shore and the Florida Gulf, performing short term measurements. The authors measured beach profiles, wave parameters at the surf zone and sediment properties, which were compared with the estimates obtained using the formulations of Coastal Engineering Research Center (CERC, 1984) and Kamphuis (1991). Their study showed that the rates estimated by the formulation of Kamphuis (1991) were similar to *in situ* measurements, whereas the formulation proposed by CERC (1984) overestimated the total sediment transport.

Splinter et al. (2011) evaluated the longshore sediment transport at the Australian east coast, using a dataset that covered a period of 25 years and the formulations proposed by Kamphuis (1991) and Bayram et al. (2007). The authors showed that the formulations were able to estimate the longshore sediment transport reasonably well, given the local sensitivity of the beach profile and the average sediment grain size.

Araújo and Alfredini (2001) estimated the longshore sediment transport rates in the beaches of Suarão and Cibratel, at the southeastern Brazilian coast, using the formulations proposed by Caldwell (1956), Kamphuis (1991) and Schoonees and Theron (1996). The authors used wave data measured at Una beach, in the state of São Paulo, covering the period 1982 to 1984. They found that the formulation of Kamphuis (1991) resulted in sediment transport rates smaller than those obtained by applying the formulation of Schoonees and Theron (1996).

In the Rio Grande do Sul state, Lima et al. (2002) observed that the largest sediment transport rate occurs at the adjacencies of the Hermenegildo beach, located between the Cassino and Solidão beaches, with resulting direction towards Northeast, by applying the CERC (1984) formulation. In the Paraná state, Wosiacki and Gobbi (2012) calculated the average longshore sediment transport using wave data from a numerical model and the formulation of Kamphuis (1991). The authors concluded that the most significant changes in the shoreline position occur during the periods of higher wave energetic potential, yet during the average conditions, the wave climate allows the restoration of the morphodynamic equilibrium.

In the northeast region of Brazil, Marcelino et al. (2018) identified modification in the coastal zone of Galinhos, in the Rio Grande do Norte state, after applying the methodology proposed by CERC (1984) and a combination of modeled and measured wave data.

In this context, the present study aims to estimate the longshore sediment transport in different sectors of the Brazilian coast, identifying the annual averages and the predominant direction of the transport. The wave climate of the study region was analyzed using computational modeling of waves, and the longshore sediment transport was calculated using the models proposed by CERC (1984) and by Kamphuis (1991). The formula that best applied in each region was also defined, by comparing the results of prior studies related to these morphodynamic processes.

## 4.2. Methodology

This study addresses the application of the third generation wave model Tomawac (TELEMAC-Based Operational Model Addressing Wave Action Computation) to simulate the sea state on the Brazilian Continental Shelf throughout 37 years, between 1979 and 2015. The spatial domain is represented by an unstructured mesh (Fig. 4.1 (a)) composed of 547479 nodes with varying relative distance between them from 55 km near the oceanic boundary to 500 m on the coastline. Bathymetric data of continental shelf were obtained from nautical charts from *Diretoria de Hidrografia e Navegação*<sup>1</sup>(DHN) of Brazilian Navy, and General Bathymetric Chart of the Oceans<sup>2</sup> (GEBCO) (Fig. 4.1(b)).

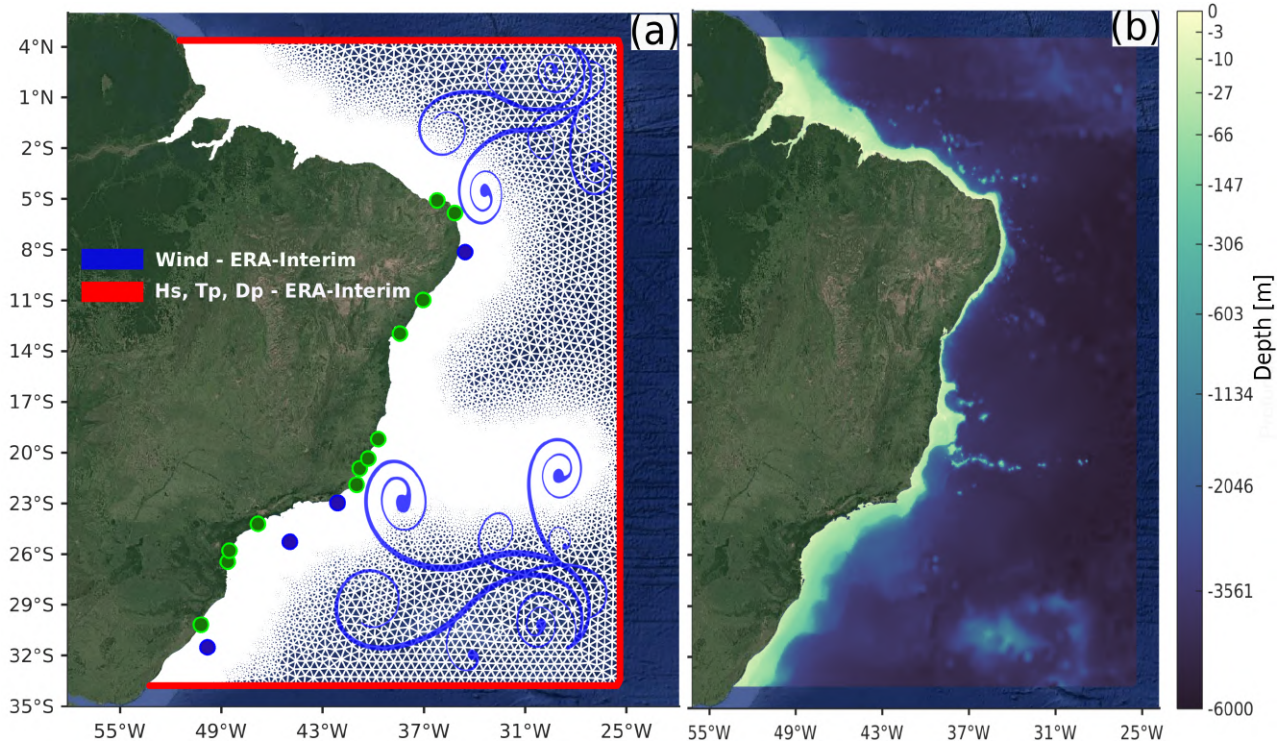


Figure 4.1 – Figures of the (a) discretization of the computational domain with surface and boundary conditions and (b) bathymetry used in the studied region. The points represent areas used in the validation of the wave model (in blue) and validation of the longshore sediment transport (in green).

<sup>1</sup>[www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html](http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html)

<sup>2</sup>[www.gebco.net](http://www.gebco.net)

#### 4.2.1. Numerical Model

The numerical model Tomawac was used to perform the simulations. This model is part of the TELEMAC modeling system<sup>3</sup>. Tomawac computes the sea state by solving the equation of conservation of wave action density (Eq. (4.1)) for the wave directional spectrum:

$$\frac{\partial N(f, \theta)}{\partial t} + \frac{\partial \dot{x}N}{\partial x} + \frac{\partial \dot{y}N}{\partial y} + \frac{\partial \dot{k}_x N}{\partial k_x} + \frac{\partial \dot{k}_y N}{\partial k_y} = Q(k_x, k_y, x, y, t) \quad (4.1)$$

where  $N$  is the directional wave spectrum,  $k_x$  and  $k_y$  are the components on the  $x$  and  $y$  directions of the wave number vector, and  $t$  is time. This equation represents that, in a general situation of waves propagating in a non-homogeneous and unsteady environment, the wave action density is preserved within the source and sink terms, defined by  $Q$ .

Tomawac calculates wind-driven waves taking into account most of the main physical processes involved such as shoaling, whitecapping, bottom friction-induced dissipation, non-linear interactions between waves and depth-induced refraction.

#### 4.2.2. Surface and Boundary Conditions

To perform the numerical simulations, Tomawac was initialized from the rest. The oceanic boundaries were set by the imposition of significant wave height ( $H_s$ ), peak period ( $T_p$ ) and average wave peak direction ( $D_p$ ), downloaded from the database generated by the wave forecasting model ERA Interim<sup>4</sup> from ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). The surface boundary was forced by winds from ERA-Interim with spatial resolution of 0.75 ° and temporal resolution of 6 h (Fig. 4.1 (a)).

#### 4.2.3. Longshore Sediment Transport

The calculation of longshore sediment transport rates is based in equations that were developed and calibrated over the years (King, 2005). In this study, the longshore sediment transport was estimated using wave parameters and sedimentary characteristics of each sector of the study region, and the formulas proposed by CERC (1984) and Kamphuis (1991).

##### *CERC Model (1984)*

The formula proposed by CERC (1984), which calculates longshore sediment transport rates ( $Q_v$ ), in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ :

$$Q_v = \frac{K \rho_a g^{1/2} H_{s,b}^{5/2} \sin(2\alpha_b)}{16(\gamma_b^{1/2})(\rho_s - \rho_a)(1 - p)} \quad (4.2)$$

where  $K$  is the dimensionless coefficient,  $\rho_a$  is the sea water density ( $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $g$  is the acceleration of gravity ( $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ),  $H_{s,b}$  is the significant breaker height (m),  $\alpha_b$  is the wave

---

<sup>3</sup>[www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org)

<sup>4</sup>[www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)

incidence angle at the breaker (degrees),  $\gamma_b$  is the breaker parameter (typically 0.78),  $\rho_s$  is the sediment density (typically  $2650 \text{ kg m}^{-3}$ ) and  $p$  is the sediment porosity (typically 0.4).

The value of  $K$  equal 0.39 was recommended by the Shore Protection Manual (CERC, 1984) for the USA beaches that were studied by Komar and Inman (1970). However, the reliability of the expression can be improved by calibrating the  $K$  coefficient according to local data of each region. In the present study, the  $K$  coefficient was calculated using the formulations proposed by Kamphuis et al. (1986) and Mil-Homens et al. (2013), besides the constant value proposed by CERC (1984).

- $K$  value recommended by CERC (1984):

$$K = 0.39 \quad (4.3)$$

- Kamphuis et al. (1986) formulation:

$$K = 0.022 \sqrt{\frac{\gamma_b H_{s,b}}{D_{50}}} \quad (4.4)$$

where  $D_{50}$  is the median particle diameter of sediments.

- Mil-Homens et al. (2013) formulation:

$$K = [2237.7 \left( \frac{H_{s,b}}{L_0} \right)^{1.45} + 4.505]^{-1} \quad (4.5)$$

where  $L_0$  is the wavelength (m).

### ***Kamphuis Model (1991)***

In order to develop an equation that could be applied for both modeled and local measured data, Kamphuis (1991) performed a dimensional analysis that considers beach slope, average grain size of the sediment, wave incidence angle and wave height at the surf zone, obtaining the following equation, given in  $\text{m}^3 \text{ year}^{-1}$ :

$$Q_v = 6.4 \times 10^4 (H_{s,b})^2 (T_p)^{1.5} (m_b)^{0.75} (D_{50})^{-0.25} [\sin^{0.6}(2\alpha_b)] \quad (4.6)$$

where  $T_p$  is the wave peak period and  $m_b$  is the slope of the beach profile in the breaking line.

### ***Sedimentological data***

For the sedimentological characterization of the study region, and to identify the average diameter of the sediments ( $D_{50}$ ), a division of the Brazilian coast was performed, based on the analysis of the sedimentological chart obtained from ReviZEE Program expeditions data and prepared by DHN. The formulations proposed by CERC (1984) and Kamphuis (1991) consider only one fraction of the sediment. Hence, to simplify the sediment distribution along the entire study region, the sediment of each sector was considered as follows:

- Very fine and fine sand -  $D_{50}$ : 0.06 mm - from Chuí (Rio Grande do Sul state) to Cabo Frio (Rio de Janeiro state);
- Medium sand -  $D_{50}$ : 0.5 mm - from Cabo Frio (Rio de Janeiro state) to Maceió (Alagoas state);
- Coarse sand -  $D_{50}$ : 1 mm - from Maceió (Alagoas state) to Parnaíba (Piauí state);
- Very fine and fine sand -  $D_{50}$ : 0.06 mm - from Parnaíba (Piauí state) to Cabo Orange (Amapá state).

### 4.3. Validation of the Tomawac Model

In order to validate the Tomawac model performance on reproducing the characteristics of the waves in the Brazilian Continental Shelf, the wave parameters produced by the model were compared against measured data acquired by the *Programa Nacional de Boias*<sup>5</sup> (PNBOIA).

The validation considered four buoys of the PNBOIA located in Rio Grande (Rio Grande do Sul state), Santos (São Paulo state), Cabo Frio (Rio de Janeiro state) and Recife (Pernambuco state) at 200 m depth (Fig. 4.1 (a)). The simulations were performed between 2010 and 2015, with some intervals empty due to the lack of available *in situ* data. The data was treated to exclude spikes and outliers. Finally, the model output was obtained to match the location of the buoys.

Time series of significant height and peak period of the waves calculated by the Tomawac model were compared against data measured by the PNBOIA, according to Fig. 4.2 and Fig. 4.3. It is worth noting that other buoys are maintained by the PNBOIA program along the Brazilian coast, though the data are not enough or not calibrated to perform an effective validation against the modeled results.

Time series present a good adjustment between the modeled and measured data at the four validation sites. The agreement between both series was qualitatively evaluated using performance indicators according to Hallak and Pereira (2011) and Teegavarapu (2012). The formulas used to calculate such metrics are presented in Tab. 4.1, and the statistics of the time series obtained by the Tomawac and the buoys are presented in Tab. 4.2.

The comparison of the modeled and measured time series and the statistics of both data indicate that they are well adjusted. Tomawac results of mean significant wave height are close to the data measured by the PNBOIA. Thus, all the metrics were close to zero, as desired, highlighting the point in Recife, where the relative and absolute error presented values considerably low. Hence, the RMSE, which represents the absolute magnitude of the error, is close to zero for all the validation sites. The maximum RMSE was 0.75 and occurred in Rio Grande, yet it still can be considered a small error. The Bias values are also close to zero, indicating that the model is overestimate the data for positive values and underestimate for negative values (Melo et al., 2008; Monache et al., 2011; Edwards et al., 2014). The maximum Bias was 0.35, which can be considered small, and occurred again in Rio Grande.

---

<sup>5</sup><http://www.goosbrasil.org/pnboia>

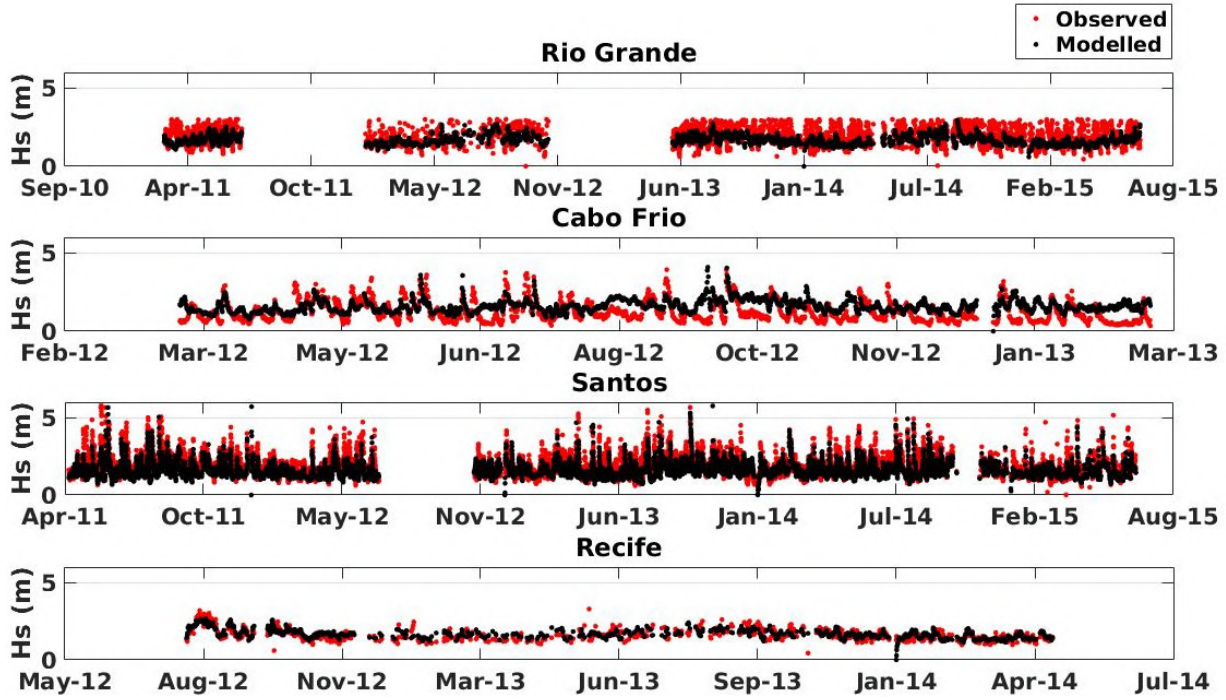


Figure 4.2 – Comparison of the significant height time series calculated by the Tomawac model and measured at the PNBOIA buoys.

The wave peak period modeled by Tomawac shows a maximum difference of about 2 s compared to the data measured at PNBOIA, in Cabo Frio. The relative error was low for all points, while the absolute error was higher in Santos and Cabo Frio, which may be attributed to the non-linear and distuned behavior of the peak period. This values caused RMSE up to 3.59 in Cabo Frio, however, the Bias was more reliable, with maximum of 2.17 in Cabo Frio and minimum of 0.15 in Recife.

Nevertheless, it is worth noting that this information does not demonstrate any limitation regarding the reliability of the results. Besides, the computed metrics are in agreement with the literature (Janssen et al., 1997; Chawla et al., 2013), with excellent results. Thereafter, it is possible to verify a good correlation between the modeled and measured data, which shows that the model results are reliable for the objectives of this study.

#### 4.4. Validation of Longshore Sediment Transport

To validate the annual averages of the longshore sediment transport, the formulations proposed by CERC (1984) and Kamphuis (1991) were applied in different points of the Brazilian shore. The results were compared to previous studies related to the same theme, according to Fig. 4.1 (a) and Tab. 4.3.

In the Southern region, near the Cidreira beach (Rio Grande do Sul), the sediment transport rates varied between  $144\,500\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $1\,300\,900\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . The studies carried out by Barletta (2000) and Lima et al. (2002), showed average transport rates of  $1\,520\,130\text{ m}^3$  and  $926\,329\text{ m}^3$ , respectively. The authors considered a different methodology of the one used

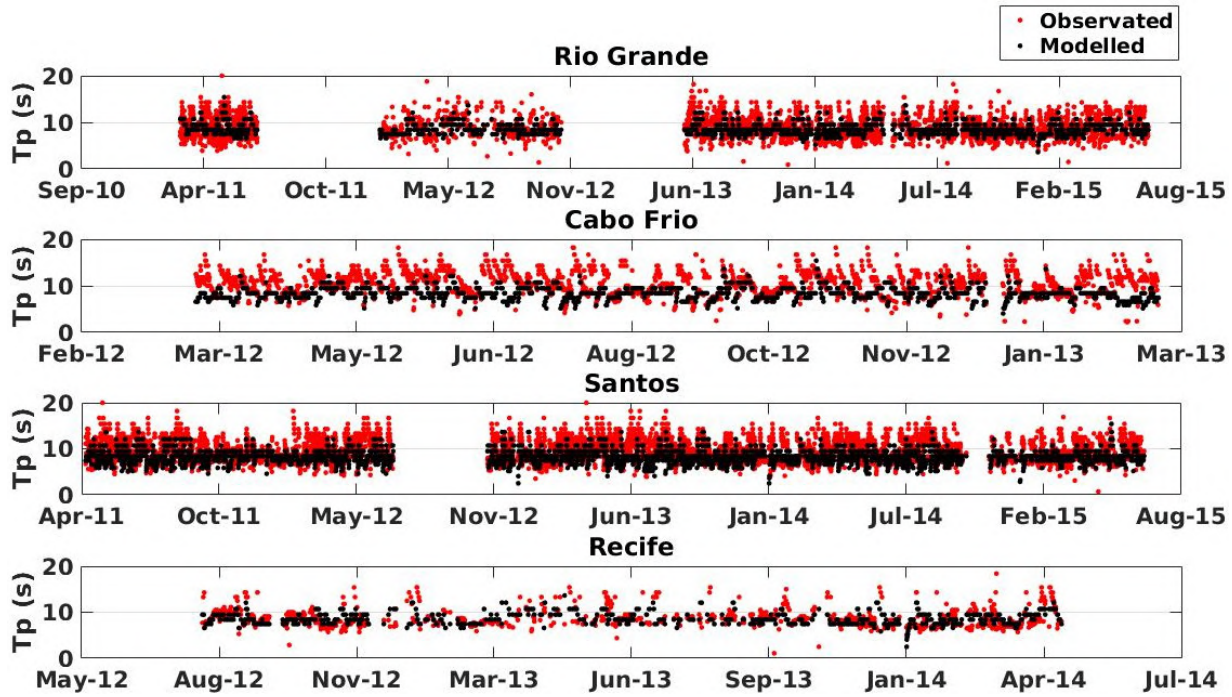


Figura 4.3 – Comparison of the peak period time series calculated by the Tomawac model and measured at the PNBOIA buoys.

Tabela 4.1 – Statistical metrics used to evaluate the performance of the model in relation to the data obtained from the buoys.

| Statistical Metrics                                                                                                                         |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $ER \text{ (Relative Error)} = \frac{ \left(\frac{\sum mod}{n}\right) - \left(\frac{\sum obs}{n}\right) }{\left \frac{\sum obs}{n}\right }$ |
| $MAE \text{ (Mean Absolute Error)} = \frac{\sum  obs - mod }{n}$                                                                            |
| $RMSE \text{ (Root Mean Squared Error)} = \sqrt{\frac{\sum (obs - mod)^2}{n}}$                                                              |
| $Bias = \frac{\sum mod - obs}{n}$                                                                                                           |

*mod*: Tomawac modeled data; *obs*: measured data; *n*: number of data entries in a time series.

in the present study, as well a considerably smaller period of data. However, the rate calculated using the CERC (1984) formulation, with a  $K$  value of 0.39, showed similar results.

Castilhos and Gré (2006) found a transport rate of  $459\,900 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Barra do Sul beach (Santa Catarina). This rate is similar to the one calculated using the formula proposed by CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), which resulted in  $402\,970 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ . Besides, the transport direction towards north validates the analyzed site. In the Matinhos beach (Paraná), Wosiacki and Gobbi (2012) found an average of  $188\,500 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ , with predominant direction towards the north. Their results are similar to the transport calculated using

Tabela 4.2 – Statistical metrics calculated by comparing the Tomawac outputs against measured data.

|                | Rio Grande - RS |        | Santos - SP |        | Cabo Frio - RJ |         | Recife - PE |        |
|----------------|-----------------|--------|-------------|--------|----------------|---------|-------------|--------|
|                | Tomawac         | PNBOIA | Tomawac     | PNBOIA | Tomawac        | PNBOIA  | Tomawac     | PNBOIA |
| <b>HS MEAN</b> | 1.6512          | 1.9979 | 1.6264      | 1.9586 | 1.5863         | 1.2322  | 1.6476      | 1.6054 |
| ER             | 0.1735          |        | 0.1696      |        | 0.2874         |         | 0.0262      |        |
| MAE            | 0.3467          |        | 0.3322      |        | 0.3541         |         | 0.0421      |        |
| RMSE           | 0.7482          |        | 0.5977      |        | 0.7305         |         | 0.2902      |        |
| Bias           | 0.3467          |        | 0.3322      |        | -0.3541        |         | -0.0421     |        |
| <b>TP MEAN</b> | 8.6140          | 8.9654 | 8.4096      | 9.6381 | 8.4079         | 10.5817 | 8.5713      | 8.7234 |
| ER             | 0.0391          |        | 0.1274      |        | 0.2054         |         | 0.0174      |        |
| MAE            | 0.3514          |        | 1.2285      |        | 2.1738         |         | 0.1520      |        |
| RMSE           | 2.4992          |        | 2.7904      |        | 3.5947         |         | 2.2249      |        |
| Bias           | 0.3514          |        | 1.2285      |        | 2.1738         |         | 0.1520      |        |

RS - Rio Grande do Sul; SP - São Paulo; RJ - Rio de Janeiro; PE - Pernambuco; HS - Significant Height; TP - Peak Period; ER - Relative Error; MAE - Mean Absolute Error; RMSE - Root Mean Squared Error.

Tabela 4.3 – Longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ . Negative values indicate that the liquid transport direction is towards South.

| STUDY AREA              | CERC (1984) |                        |                          | Kamphuis (1991) | Previous Studies |
|-------------------------|-------------|------------------------|--------------------------|-----------------|------------------|
|                         | 0.39        | Kamphuis et al. (1986) | Mil-Homens et al. (2003) |                 |                  |
| Cidreira - RS           | 1 300 900   | 346 040                | 144 500                  | 353 350         | 1 520 130        |
| Baln. Barra do Sul - SC | 1 767 500   | 402 970                | 314 490                  | 1 109 300       | 459 900          |
| Matinhos - PR           | 625 580     | 142 240                | 115 010                  | 118 500         | 188 496          |
| Cibratel - SP           | - 1 654 000 | - 356 760              | -296 940                 | - 521 410       | - 400 000        |
| Barra do Açu - RJ       | 2 159 600   | 165 480                | 316 010                  | 289 090         | 182 500          |
| Itapemirim - ES         | 1 049 700   | 66 431                 | 215 650                  | 295 105         | 69 313           |
| Vila Velha - ES         | - 2 709 700 | - 218 040              | - 465 840                | - 1 378 900     | - 205 588        |
| Linhares - ES           | - 2 123 900 | - 162 390              | - 364 410                | - 107 610       | 161 000          |
| Salvador - BA           | - 101 430   | - 9 397                | - 45 048                 | - 166 430       | - 194 500        |
| Aracaju - SE            | - 1 392 600 | - 101 320              | - 208 830                | - 500 590       | - 355 600        |
| Natal - RN              | 846 680     | 44 473                 | 134 430                  | 160 560         | 250 000          |
| Galinhas - RN           | 322 640     | 14 549                 | 86 275                   | 52 690          | 185 839          |

RS - Rio Grande do Sul; SC - Santa Catarina; PR - Paraná; SP - São Paulo; RJ - Rio de Janeiro; ES - Espírito Santo; BA - Bahia; SE - Sergipe; RN - Rio Grande do Norte (RN).

the formulation of CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), which gives a rate of  $142\,240 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$ , towards the north.

In the São Paulo state coast, located in the Southeast region, the transport rate was validated in the Cibratel beach based in the proximity of the results given by the CERC (1984) formulation, with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), with the outcomes obtained by Araújo and Alfredini (2001). The average transport was similar in both studies, with  $356\,760 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  and  $400\,000 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$ , respectively. The methodology employed in both studies were distinct, and the authors used a wave dataset of 3 years. Moreover, the dominant direction is toward the south, which validates the results.

Still in the southeastern region, in Barra do Açu (Rio de Janeiro state), the formulation of CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), was the one that better approximated the results obtained by Bastos and Silva (2000), reaching values of  $165\,480 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  and  $182\,500 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$ , respectively, with predominant direction northwards in both studies.

In the Espírito Santo state, at the Itapemirim and Vila Velha beaches, Contti Netto (2013) found transport rates similar to those obtained in the present study by applying the CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986). The author found values of  $69\,313\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  directed northwards and  $205\,588\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  directed southwards. The rates are similar to the rate calculated by the present study, respectively  $66\,431\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $218\,040\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

In the north sector of Linhares (Espírito Santo), Oliveira et al. (2015) found an average of  $161\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , which is similar to the result calculated using the CERC (1984) formulation, with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), which gave a rate of  $162\,390\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . Both studies considered the wave climate of the period 1948 to 2008, which is likely to produce results more consistent than those studies that consider shorter periods of wave data. The transport direction was northwards in both studies, showing that the data is validated.

The average sediment transport rate of  $166\,430\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  was obtained for the northeast region, in Salvador, Bahia, considering the Kamphuis (1991) formulation, with predominant direction towards the south. This site was compared with the study of Bittencourt et al. (2005), which found rates of approximately  $194\,500\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , with southward direction, validating the results of the present study. The same authors found rates of  $355\,600\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  with dominant direction southward, which is similar to the rate of  $500\,590\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  calculated in the present work using the Kamphuis (1991) formulation.

Using the methodology proposed by Kamphuis (1991) in Natal, Rio Grande do Norte, the calculation of the transport rate resulted in  $160\,560\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , with predominant direction northward. The results are in accordance with the study of Araújo (2015), that showed the same predominant direction and a rate of  $250\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . In the beach of Galinhos, also in Rio Grande do Norte, the transport rate calculated with the CERC (1984) formulation and  $K$  calibrated by Mil-Homens et al. (2013) was the one that better approximated the rates found by Marcelino et al. (2018), resulting in respectively  $86\,275\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $185\,839\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , with predominant direction westwards. The average transport rates were similar because both studies considered a 60 years time series of wave data, highlighting the importance of long term simulations for studying such subject.

In general, the calculated annual averages presented order of magnitude similar to previous studies, for both longshore sediment transport rate and its predominant direction. Hence, for the present article, the rates were calculated for ten sectors along the entire Brazilian coast, considering a specific method for each sector and their correspondent sediment mean grain size.

The southern and northern regions of Brazil were excluded from the estimates of longshore sediment transport for their proximity to the boundary conditions imposed in the numerical domain of Tomawac. Besides, the northern region is dominated by macro tides of up to 11 m in the Amazon River mouth, and by macro and meso tides to the east and north of the river mouth (Short and Klein, 2016). In this context, the role of wind-generated waves is not so significant for the sediment transport rates. In addition, the southern region has been subject of many studies, for example Calliari and Klein (1993), Barletta (2000), Lima et al. (2002),

Siegle and Asp (2007), Martinho et al. (2009) and Silva et al. (2016).

## 4.5. Results and Discussions

The following section presents hydrodynamic results obtained from a wind-induced wave simulation performed with the Tomawac model, covering a period of 37 years, from 1979 to 2015. The results are firstly analyzed in terms of average fields of significant wave height ( $H_s$  - m), peak period ( $T_p$  - s) and wave incidence angle ( $M_d$  - °), estimated for the entire Brazilian Continental Shelf. These wave parameters were used to calculate the longshore sediment transport, considering the formulations proposed by CERC (1984) and Kamphuis (1991).

### 4.5.1. Wind-generated Waves Climate

Figure 4.4 (a) shows the mean values of  $H_s$  throughout the Brazilian Continental Shelf, being that the maximum values reach around 2.2 m. On the other hand, Fig. 4.4 (b) shows the mean values of the  $T_p$ , ranging between 4 and 11 s, as shown in the colorbar.

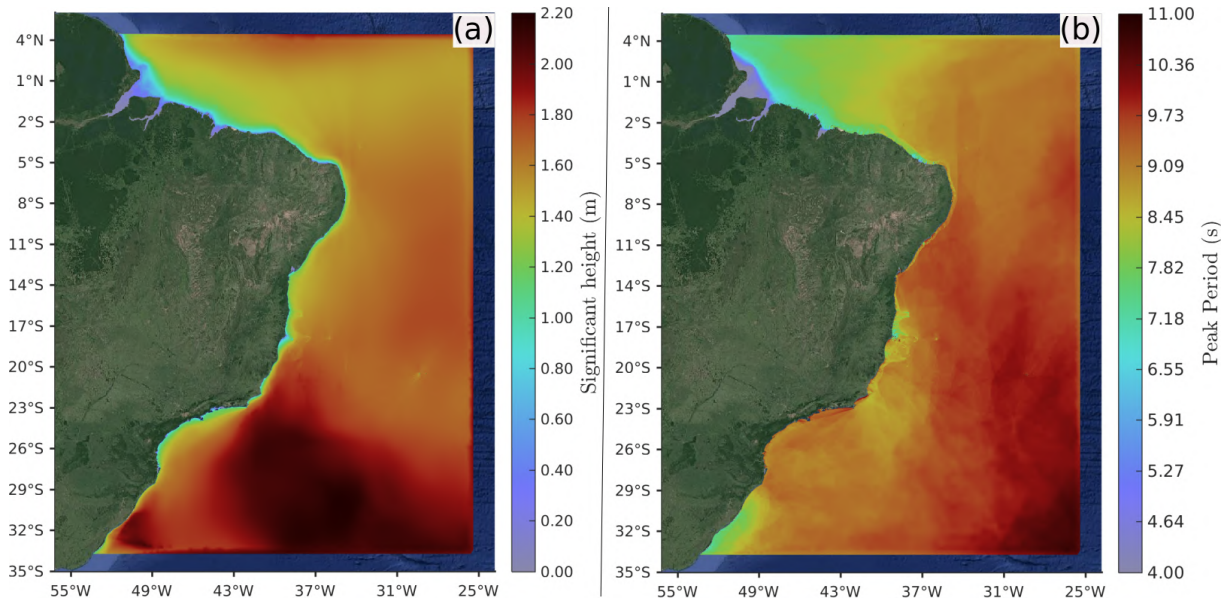


Figure 4.4 – Results of the Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame (a) shows the  $H_s$  (m). Frame (b) shows the  $T_p$  (s).

The results presented in Fig. 4.4 (a) show that the distribution of the significant wave height over the entire Brazilian Continental Shelf is highly variable, with considerable variability between the northern and southern regions. The highest mean significant wave height occurs in the southern region, where values of 2 m are observed in the offshore zone. A considerable reduction of wave height occurs in the coastal zone, with maximum values up to 1.4 m in Rio Grande do Sul and Santa Catarina, and 0.8 m in Paraná.

The average significant wave height is reduced in the Southeastern region, reaching maximum values of 1.4 m in the offshore zone and about 0.8 m in the coastal zone. An

exception occurs in Cabo Frio and Cabo de São Thomé, both in Rio de Janeiro, where maximum values of 1.8 m are observed in the offshore, once reflexive beaches characterize the region. Such variability patterns of the significant wave height are in accordance with previous studies carried out by Araújo et al. (2003) and Contestabile et al. (2015) in the Santa Catarina Island, and by Oleinik et al. (2017) in the South and Southeastern Brazilian Continental Shelf.

The North and Northeast regions presented smaller mean significant wave height when compared to the South. The maximum values are 1.4 m in the offshore and 0.6 m in the coastal zone. The adjacencies of the Amazon River mouth stands out from the region for presenting an even smaller significant wave height. In the vicinity of Touros, in the Rio Grande do Norte state, the mean significant wave height slightly increases. Silva et al. (2000) characterized the wave climate in Fortaleza, Ceará, and observed significant wave heights ranging from 1 to 1.5 m, agreeing with our results.

Figure 4.4 (b) presents the wave peak period averaged for the 37 years of simulation, and demonstrates considerable similarities along the entire Brazilian Continental Shelf. The most frequent values are near 9 s, which is typical of swell waves generated by distant storms. The smaller values are approximately 7 s, occurring in the Rio Grande do Sul and Northern region shelves, and in the southern sector of Bahia. The waves with shorter periods are classified as seas, and usually, they are caused by the effect of the local wind blowing on the sea surface. Once again, the results obtained near the Amazonas river mouth are discrepant, presenting average values of 4 s near the coast.

The results presented in this section are in agreement with previous studies carried out by Pianca et al. (2010), Espindola and Araújo (2017) and Guimarães et al. (2019). The authors analyzed the wave climate of the entire Brazilian coast from a combined approach, using data analysis and numerical modeling. In addition, Fig. 4.5 shows the  $M_d$ , as shown in the color bar, being that 0 towards  $-90^\circ$  the waves came from Southeast, while 0 towards  $90^\circ$  from Northeast.

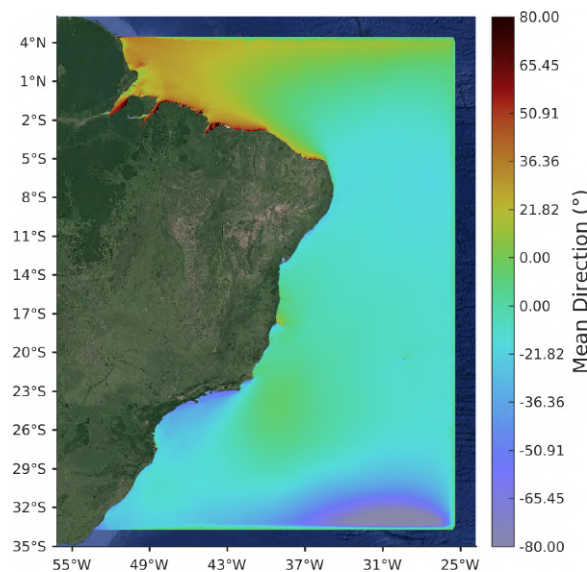


Figura 4.5 – Results of Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame show the  $M_d$  ( $^\circ$ ).

Figure 4.5 illustrates the wave direction field. The angle of incidence of the waves is considered one of the most relevant parameters in order to determine the longshore sediment transport direction, since waves are the main responsible for coastal sediment transport, promoting erosion and accumulation processes (Griggs and Trenhaile, 1994).

In general, a significant portion of the study area presents directions from Southeast and East, with values ranging from 0 and  $-90^\circ$  (represented in the figure by cold colors). In the sector comprised between the Rio Grande do Sul and Rio de Janeiro states, the atmospheric circulation pattern varies according to seasonal oscillations, intensity and position of the South Atlantic Subtropical Anticyclone (Oliveira, 2002), that results in prevailing winds from the Northeast. The passage of cold fronts over the region can interrupt this behavior, turning the wind direction to the southern quadrant. Such events are more frequent and intense during winter and spring (Castro et al., 2015). The waves generated by the strong winds that occur during the passage of cold fronts moving northwards can reach the northern region of Brazil during the winter, although they arrive with much less energy, according to Pianca et al. (2010).

On the other hand, from Espírito Santo to Rio Grande do Norte, the predominant incidence direction is from the east, except for specific regions of this coast section. Dominguez (2009) showed that the main atmospheric circulation of this sector is determined by the South Atlantic Anticyclone, with small variability linked to the seasonal cycles. Despite that the waves generated by the advance of polar fronts cause more energetic conditions during the winter, they have their frequency and intensity gradually reduced (Pianca et al., 2010).

The northern sector of Brazil, from Ceará to Amapá, the incident wave direction is predominantly east and northeast, with values ranging between 0 and  $90^\circ$  (represented in the figure with warm colors). The atmospheric system of the Brazilian Equatorial Region is related to the Intertropical Convergence Zone, which generates the trade winds from Northeast and Southeast that converge in the region (McGregor and Nieuwolt, 1998). Pianca et al. (2010) showed that wave directions from East and Northeast are predominant, present seasonal variability, and are strongly influenced by the trade winds. Moreover, the authors observed that waves from the South can occur during winter, showing that cold fronts can affect the wave climate even in this latitude.

#### 4.5.2. Longshore Sediment Transport Rates

The formulations of CERC (1984) and Kamphuis (1991) were considered to calculate the annual averages of longshore sediment transport, using hydrodynamic data obtained by the 37 years simulated with Tomawac. The study region was divided into ten sectors to better results visualization. For each sector a different formulation was considered, using the corresponding mean grain size of the sediment.

The following figures represent the annual mean rates of longshore sediment transport calculated over a period of 37 years, for different spots that were previously selected. The predominant direction of the transport is indicated by arrows, and the blue dots represent the

validation sites. The color scale represents the local bathymetry.

Figure 4.6 corresponds to the sector between (a) Meia Praia - Santa Catarina and Guaraqueçaba - Paraná; and from (b) Ilha Comprida - São Paulo to Saquarema - Rio de Janeiro. For these segments, the average sediment diameter is 0.06 mm, corresponding to fine/muddy sand. The methodology proposed by CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), was applied in this sector.

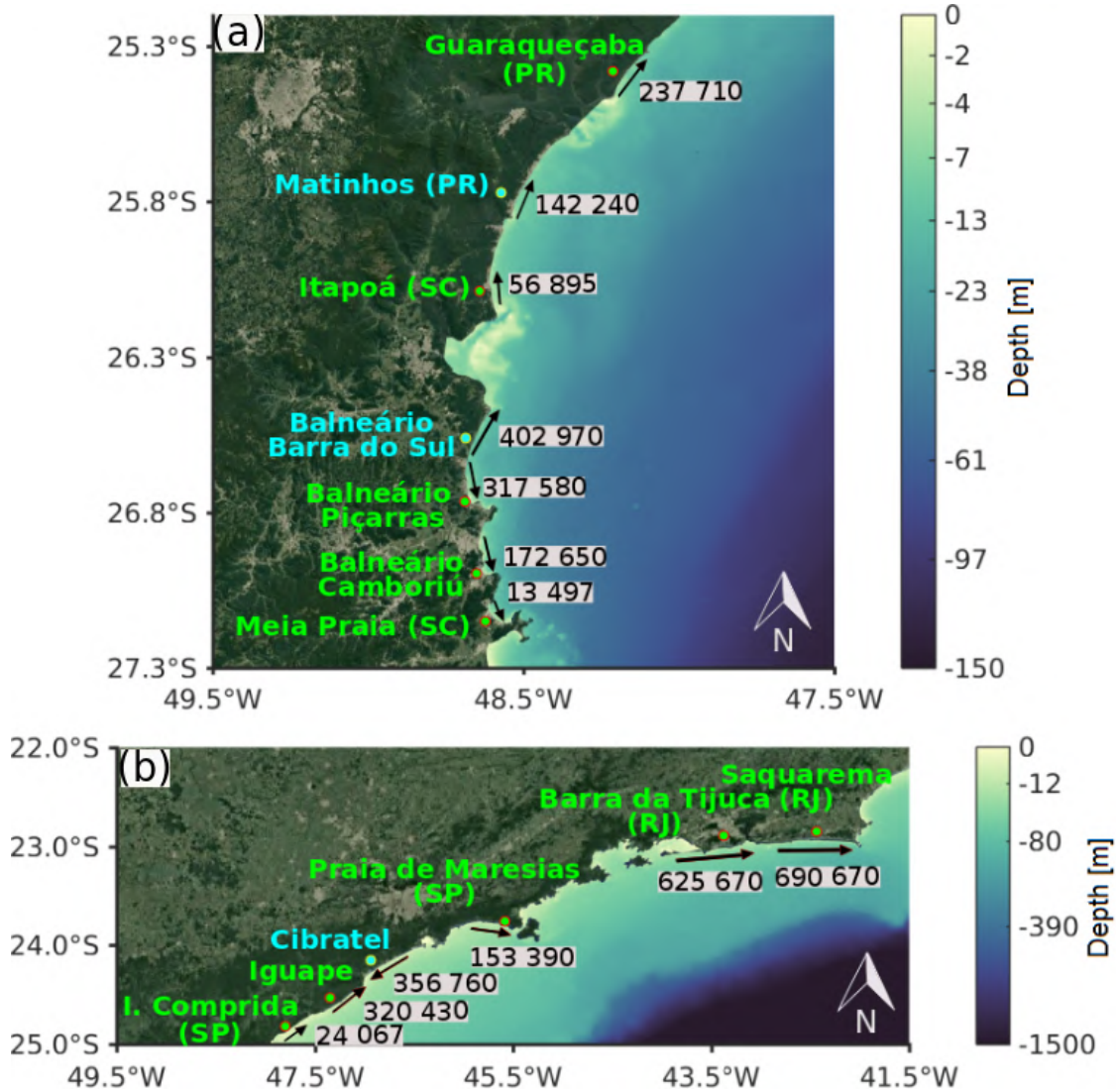


Figura 4.6 – Representation of longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$  between (a) Meia Praia - SC and Guaraqueçaba - PR; and (b) Ilha Comprida - SP towards Saquarema - RJ. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Santa Catarina (SC), Paraná (PR), São Paulo (SP) and Rio de Janeiro (RJ).

The continental shelf of the region comprised between Santa Catarina and Rio de Janeiro is considerably wide, with maximum widths reaching 230 km in Santos - São Paulo, minimum width near Cabo Frio - Rio de Janeiro, with 80 km, in accordance with Coutinho (2000). The author also showed that the bathymetric variation of this region is considerably smooth, reaching  $1 \text{ m km}^{-1}$ .

The behavior of the average liquid sediment transport may be explained by the wave action, which is one of the main forcing determining the occurrence of beach erosion and deposition. In general, from Cabo Frio to the South of Brazil, the waves generated by storms in the South Atlantic are the most frequent (Pianca et al., 2010). The waves coming from South and Southeast are the most energetic, implying in a liquid transport towards the Northeast. This is confirmed by Fig. 4.5, where the angles from  $-30^\circ$  to  $-55^\circ$  indicate that the incident waves are from the Southeast.

Previous studies quantified the sediment transport in Santa Catarina and Paraná, e.g. Gobbi (1997), Veiga et al. (2004), Castilhos and Gré (2006), Thoaldo (2011), Abreu (2011) and Wosiacki and Gobbi (2012). The authors found a predominant transport from the South towards the North as a result of the wave climate acting in the region. However, the liquid transport estimates were different in each study.

Some parts of the Santa Catarina coast present predominant transport towards the South, which is the case of Piçarras, Camboriú and Meia Praia. It may be attributed to the local geomorphology, characterized by successive embayments that change the coastline orientation and, consequently, change the intensity and direction of the waves.

Another exception occurs in Cibratel, located in São Paulo. The transport is predominantly Southwestward, in agreement with Araújo and Alfredini (2001). It may be explained by the change in the coastline orientation, allied to a possible temporal dominance of the South Atlantic Anticyclone, that generates waves from North and East. However, it is worth noting that under normal conditions, with the dominance of the polar mobile anticyclones, the direction of the waves is predominantly from South and Southeast, causing a transport towards the Northeast.

Combining the average diameter of the sediment, the waves incidence angle at the surf zone, and the mean significative wave height, average rates of sediment transport were calculated, presenting different orders of magnitude. For the sectors considered, Meia Praia was the spot that presented the smaller rate, with  $13\,500\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , followed by Ilha Comprida, in São Paulo, with  $24\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . The spots selected in Rio de Janeiro (Barra da Tijuca and Saquarema) presented the highest average values, exceeding  $600\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Considering the same formulation applied in the segments presented in Fig. 4.6, the segments presented in Fig. 4.7 include (a) Farol de São Thomé – Rio de Janeiro and Comboios – Espírito Santo, besides (b) Linhares – Espírito Santo and Belmonte – Bahia. The sediment of this sector was considered to be medium sand with  $D_{50}$  of 0.5 mm.

According to Coutinho (2000), the continental shelf length is highly variable in the sector between Cabo de São Thomé and Belmonte, with a maximum of 246 km in Caravelas - Bahia, and a minimum of 48 km south of Regência – Espírito Santo. The relief is steep, with approximately  $0.3\text{ m km}^{-1}$ .

In the sector comprised between Cabo Frio and Comboios, the most effective waves that cause sediment transport are predominantly generated by the winds, from the East and Northeast quadrants, which result in a transport towards South. Furthermore, Fig. 4.5 shows

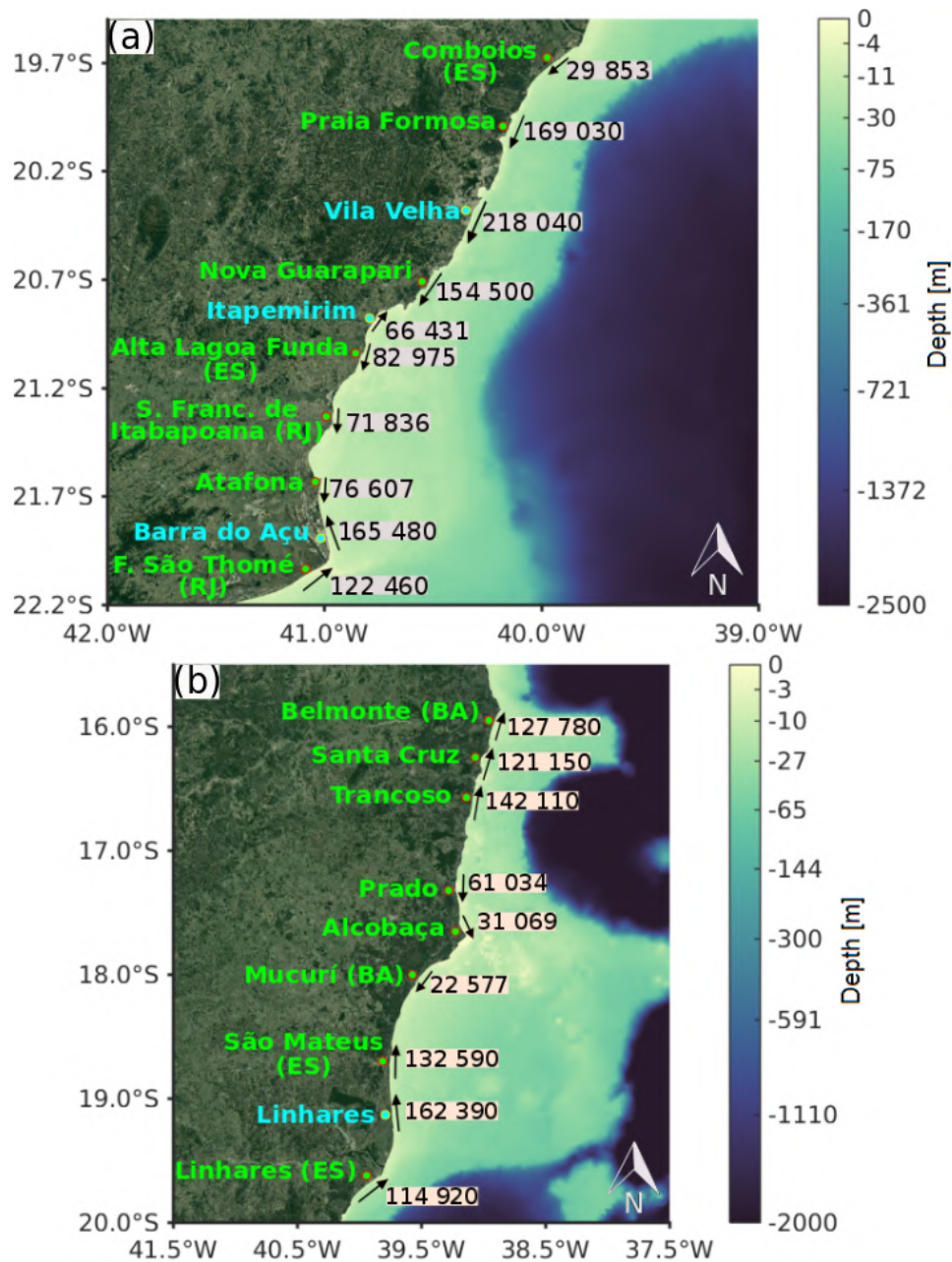


Figura 4.7 – Representation of longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$  between (a) Cabo de São Thomé – RJ and Comboios – ES; and (b) Linhares – ES towards Belmonte – BA. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Rio de Janeiro (RJ), Espírito Santo (ES) and Bahia (BA).

that the incidence angles in the center and northern sector of the Southeast region are near  $0^\circ$ , with some positive values, which confirms that the waves approach from East and Northeast. In the South of Bahia, the incidence angles are negative, showing that the waves approach the coast from Southeast, causing a predominant transport towards the North, in agreement with Bittencourt et al. (2000). Moreover, the authors mention that the presence of coral reefs can act as a physical barrier for the waves approaching from Southeast, which results in segments of the coast with transport dominated by waves from East and Northeast, causing a reversion

of the dominant transport direction.

Few studies estimated the sediment transport rates for the Rio de Janeiro coast, for example Cassar and Neves (1993), Bastos and Silva (2000) and Machado et al. (2018). The authors found different rates, although they agree on the prevailing transport direction near Cabo de São Thomé is toward North. Moreover, Bastos and Silva (2000) showed that the transport converges between Atafona and Barra do Açu, which agrees with the results presented in Fig. 4.7 (a).

For the Espírito Santo coast, a divergence was observed near Alta Lagoa Funda and Itapemirim, whereas a convergence is observed near São Mateus and Mucurí (Bahia). These variations in the longshore sediment transport may be explained by changes in the coastline orientation or by the temporal variability of the wave climate.

In Linhares, a transport estimate was performed for the Northern and Southern flanks of the Doce river, resulting in a dominant transport toward North in both sectors, in agreement with Oliveira et al. (2015). The authors showed that the sediment input brought by the Doce river are transported preferentially northwards, in response to the wave action, corroborating the paleogeographic evolutionary schemes proposed by Martin et al. (1993).

The average sediment transport rates in Rio de Janeiro, from Cabo de São Thomé towards the North, showed magnitudes in the order of  $100\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . The values found for the state of Espírito Santo were largely discrepant, varying from  $30\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Comboios to  $218\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Vila Velha. The annual averages are smaller near the border of Espírito Santo and Bahia, reaching  $22\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . Near Belmonte, the values increase to  $130\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Maintaining the same sedimentary fraction defined by the sectors of Fig. 4.7, Fig. 4.8 includes the interval between (a) Canavieiras and Salvador, both located in Bahia, and (b) Entre Rios – Bahia and Maceió – Alagoas. For these sectors was considered the formulation of Kamphuis (1991).

The sectors of the Brazilian coast presented in Fig. 4.8 have a narrow and shallow continental shelf when compared to the rest of the study area. According to Martins and Coutinho (1981), the shelf break is located at an average depth of 80 m. The average slope of the continental shelf is 1:600 ( $1.7\text{ m km}^{-1}$ ), with a maximum of 1:100 ( $10\text{ m km}^{-1}$ ) near Aracaju – Sergipe (Coutinho, 2000).

The wave climate of the coastal segment located between Canavieiras and Maceió is sustained by winds generated by the South Atlantic Anticyclone, with waves approaching from East, Northeast, and Southeast (Tessler and Goya, 2005). This behavior is shown in Fig. 4.5, demonstrating the spatial variability of the incidence angle that, consequently, influence the longshore sediment transport, causing changes in the dominant transport direction.

Between Canavieiras and Maraú, the transport direction is predominantly Northward, whereas the longshore drift in the northern region of Bahia is Southward. These results are in accordance with the studies carried out by Bittencourt et al. (2000) and Bittencourt et al. (2008), which found that the patterns of sediment dispersion along the Bahia coast are governed

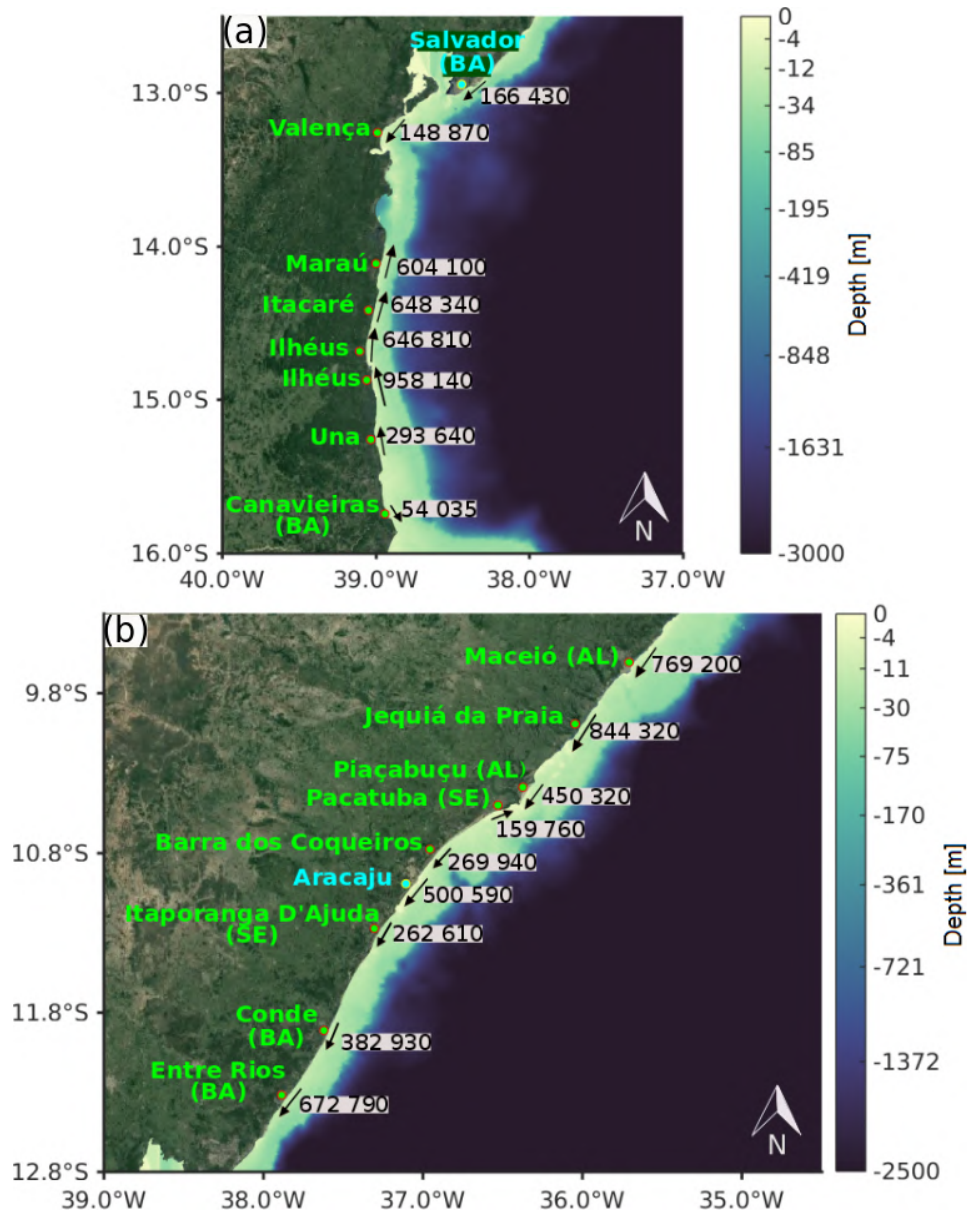


Figura 4.8 – Representation of longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$  between (a) Canavieiras - BA and Salvador - BA; and (b) Entre Rios - BA towards Maceió - AL. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport.

The color bar represents the depth. Bahia (BA), Sergipe (SE) and Alagoas (AL).

by the general orientation of the coastline, together with the atmospheric circulation system. From Salvador to Maceió, the dominant longshore drift is Southward, agreeing with Bittencourt et al. (2002) and Bittencourt et al. (2008). An exception occurs in Pacatuba - Sergipe, and Piaçabuçu - Alagoas, where is observed a convergence spot.

Using the average diameter of the sediment, significant wave height, peak period, wave incidence angle and the slope of the beach profile, the rates of sediment transport were calculated for each sector. The sites calculated in the sectors presented the largest calculated rates, reaching approximately  $960,000 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  in the southern flank of Ilhéus, Bahia, followed by  $850,000 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  in Jequiá da Praia, Alagoas. The smallest average occurred in Canavieiras, Bahia, with  $55,000 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$ .

Following the same formulation proposed in Fig. 4.8, Fig. 4.9 corresponds to the sector between (a) Barra de Santo Antônio - Alagoas to Praia do Amor – Paraíba, and (b) from Costa do Sol - Paraíba to Praia de Carnaubinhas – Rio Grande do Norte. For these segments, the average sediment diameter is 1 mm, corresponding to coarse sand. It is important to highlight that for the sector represented in Fig. 4.9 (a), it was not possible to validate the results, given the lack of previous studies for this region. Hence, we adopted the Kamphuis (1991) formulation, similarly to the nearest sectors.

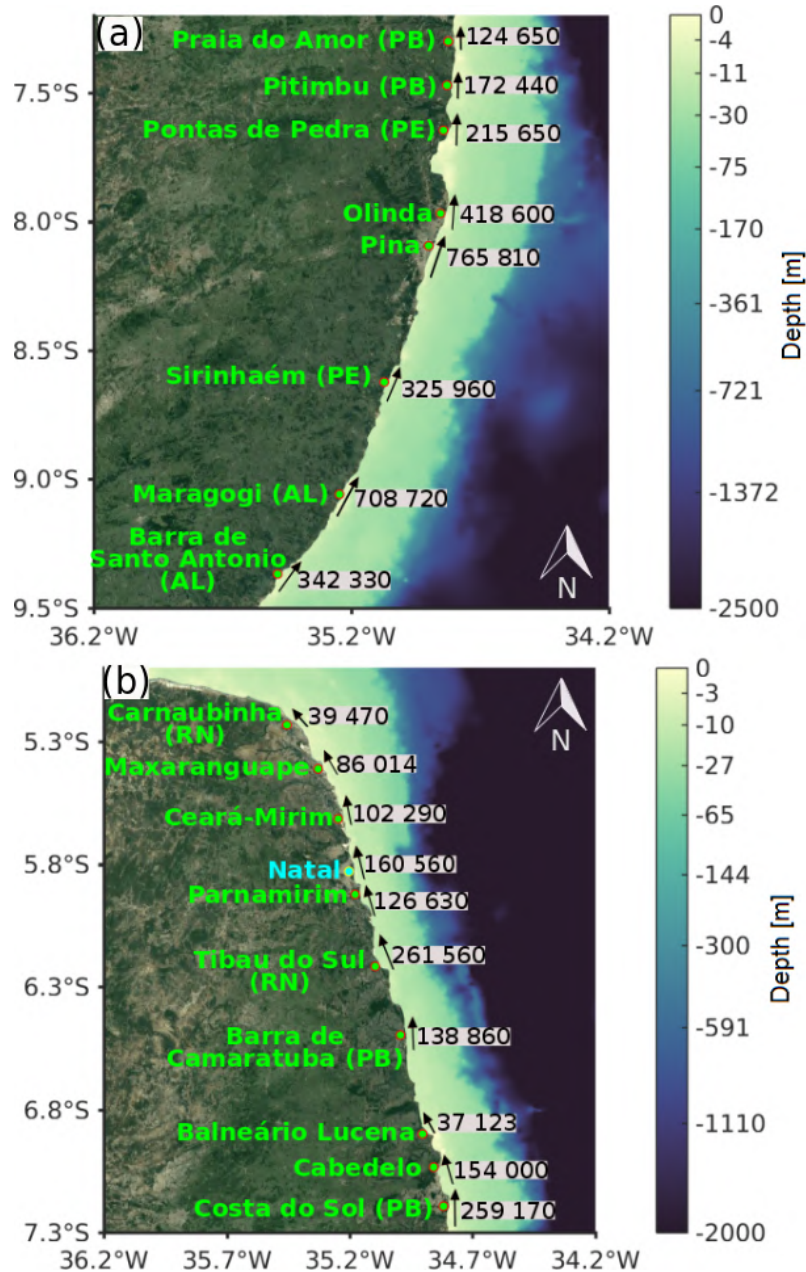


Figura 4.9 – Representation of longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$  between (a) Barra de Santo Antônio - AL towards Praia do Amor – PB; and (b) Costa do Sol - PB towards Praia de Carnaubinhas – RN. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Alagoas (AL), Pernambuco (PE), Paraíba (PB) and Rio Grande do Norte (RN).

According to Coutinho (2000), this sector of the Brazilian Continental Shelf is characterized by shallow depths, usually smaller than 40 m. South of Cabedelo - Paraíba, the continental shelf becomes progressively wider up to Maceió, where it reaches 42 km. The average slope of the continental shelf, as described by the same author, is 1:600 ( $1.7 \text{ m km}^{-1}$ ).

The segment between Alagoas and Rio Grande do Norte is characterized by waves incident waves exclusively from the Southeastern quadrant, indicating a resulting drift towards North (Tessler and Goya, 2005). Figure 4.5 corroborates this situation, demonstrating negative incidence angles, indicating that they approach from the Southeast. The studies of Bittencourt et al. (2005) that include the Northeast of Brazil, and Araújo (2015) and Gurgel (2017), considering the coastal zone of the Rio Grande do Norte state, are in accordance with the results, showing that the longshore drift is predominantly Northward in the region.

Considering the wave parameters and the beach profile required by the Kamphuis (1991) formulation, the average transport rate was calculated for the sector that includes the north of Alagoas and the east of Rio Grande do Norte. The sites that presented the highest averages were Pina, in Pernambuco, and Maragogi, in Alagoas, reaching about  $765\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  and  $710\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ , respectively. The minimum rates occurred in the northern sectors, with  $37\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Balneário Lucena, Paraíba, and  $39\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Carnaubinhas.

Maintaining the same sediment fraction that was considered for the sectors represented in Fig. 4.9, Fig. 4.10 includes the interval between (a) Touros – Rio Grande do Norte and Fortaleza - Ceará, and (b) Caucaia – Ceará and Parnaíba – Piauí. For these segments, the formulation proposed by CERC (1984), with  $K$  calibrated by Mil-Homens et al. (2013) was adopted.

This region of the continental shelf is considerably narrow, with a width of about 30 km near Touros, whereas the continental shelf break occurs at a depth of 80 m (Martins and Coutinho, 1981).

In this sector of the Brazilian coast, the wind action is associated with the trade winds blowing from Southeast, according to Tessler and Goya (2005), which generate waves from East and Southeast, with short period. In this coastal segment, the movement is directed from East to West (Muehe, 1998), event that waves generated by storms in the northern hemisphere can reach the region. Besides, Fig. 4.5 shows positive incidence angles, indicating that the waves propagate from East and Northeast. Hence, the prevailing drift is directed from East to West.

Considering the average significant wave height, wavelength and incidence angle in the surf zone, average rates of sediment transport were calculated. The averages between Touros and Fortaleza presented higher values compared to the sites between Caucaia and Parnaíba. For the first sector, the maximum value was in the order of  $440\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Fortaleza and the minimum was  $52\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Porto do Mangue, Rio Grande do Norte. For the second segment, the rates vary from  $398\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Paracuru, Ceará, to  $43\,000 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$  in Acaraú, also in Ceará.

After that, it was possible to conclude that the formulations proposed by CERC (1984), with  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), and by Kamphuis (1991) were the most suitable

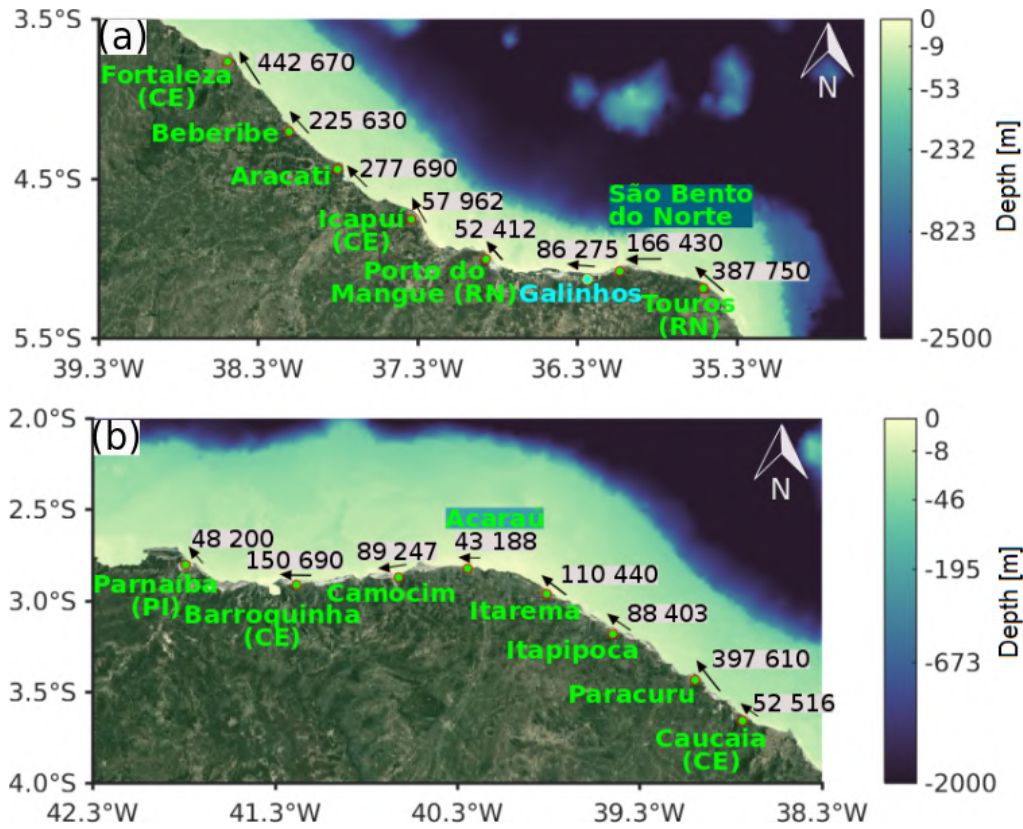


Figura 4.10 – Representation of longshore sediment transport rates in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$  between (a) Touros – RN and Fortaleza - CE; and (b) Caucaia – CE towards Parnaíba – PI. The aid of arrows to indicate the direction and the order of magnitude of the transport. The color bar represents the depth. Rio Grande do Norte (RN), Ceará (CE) and Piauí (PI).

for studying the longshore sediment transport along the Brazilian coast. According to Wang et al. (1998), the CERC (1984) formulation was calibrated with measurements carried out in sandy beaches, without considering the grain size and the beach slope, which are essential parameters to quantify the sediment transport. Hence, when the  $K$  parameter is not correctly calibrated, some authors consider that this method is limited and that the results are usually overestimated. This fact is verified in the present paper, once the largest rates occurred when considering the CERC (1984) formulation, with  $K$  equal 0.39.

Moreover, when estimating the longshore sediment transport, Kamphuis (1991) developed a formulation that presented a good performance for an extensive dataset, mostly comprised by short scale experimental data (Mil-Homens et al., 2013). Analyzing wave data and characteristics of the beach profile, Kamphuis (1991) observed that the sediment transport rates increase as the beach slope increases, and vary inversely to the grain size. Thereafter, it highlights the relevance of considering the beach profile slope and the average diameter of the sediments for estimating the annual average transport rates. This fact is also suggested by Splinter et al. (2011), that demonstrated that considering such characteristics, the Kamphuis (1991) formulation provides results that are similar to *in situ* measurements of longshore sediment transport.

Furthermore, Kamphuis (1991) did not consider the exponent of the unit sine function, adjusting the influence of the wave break angle for the sediment transport, once the unit

exponents overestimate the transport rates for large incidence angles. Wang et al. (1998) demonstrated this overestimation, showing that the formulation proposed by CERC (1984) reaches values 3 times larger than those measured by Kamphuis (1991).

## 4.6. Conclusions

Using a numerical model of wind-generated waves, during a period of 37 years, in the Brazilian Continental Shelf, it was possible to obtain the wave parameters and the estimate of the annual mean longshore sediment transport, and the prevailing longshore drift direction.

The results of the wave climate presented high diversity along the study region, which can be verified by the large differences of mean significant wave height. The largest averages occurred in the Southern region of Brazil, where values near 2 m were observed at the offshore zone. A considerable reduction occurs in the coastal zone, with values up to 1.4 m in the states of Rio Grande do Sul and Santa Catarina. On the other hand, for regions that include the North and Northeast of Brazil, the average significant wave height reached 1.4 m in the offshore and near 0.6 m in the coastal zone. The adjacencies of the Amazon river stands out for presenting results near to zero.

The sediment transport patterns found in the present study were highly influenced by the wave climate, as expected. Changes in the significant wave height and the incidence direction modified the longshore drift rates and directions, with large discrepancies between neighbor regions. For example, Ilha Comprida, in São Paulo, reached  $24\,067\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , whereas its neighbor Iguape reached  $320\,430\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . Another abrupt change of the sediment transport rate occurred between Balneário Lucena and Cabedelo, both in Bahia, with averages of  $37\,123\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $154\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , respectively. Icapuí and Aracati, in Ceará, also showed a similar behavior, reaching  $57\,962\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $277\,690\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , besides Caucaia and Paracuru, in the same state, with  $52\,516\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $397\,610\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

The northern sector of Bahia and Maceió - Alagoas presented the largest rates of sediment transport along the study area. The global average of this sector reached about  $460\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, between Rio de Janeiro and the south of Bahia, occurred the smallest transport rates, with a global average of  $109\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

It is worth pointing out that small variations in the wave incidence angle may cause significant changes in the longshore drift of sediments. It is important to cite the zones of convergence and divergence that occur between i) Balneários Piçarras and Barra do Sul (Santa Catarina), ii) Iguape and Cibratel (São Paulo), iii) Itafona and Barra do Açú (Rio de Janeiro), iv) Alto Lagoa Funda and Itapemirim (Espírito Santo), and v) Pacatuba and Piaçabuçu (Ser-gipe and Alagoas), respectively. These zones may constitute one of the factors causing sediment deficit in different coastal sectors, where further studies are recommended to investigate the existence of sectors with erosive characteristics.

Moreover, the annual averages of the sediment transport rates are associated with the average diameter of the sediment and to the slope of the beach profile. Hence, we suggest that

the sediment fractions should be better refined in future studies, and also to consider further validation sites. Furthermore, the formulation considered suitable for each scenario analyzed is also associated with variations in averages calculated. In the present study, the CERC (1984) formulation, with  $K$  calculated by Kamphuis et al. (1986), and the Kamphuis (1991) formulation was the most utilized, each of them comprising 4 out of the 10 sectors analyzed. The CERC (1984) formulation with  $K$  calculated by Mil-Homens et al. (2013) was suitable for 2 sectors, whereas the CERC (1984) formulation, with  $K$  equal 0.39 did not produce satisfactory results.

Once in this article we adopted average wave parameters, some of the modeled intensities and directions may be unprecise. However, the results obtained in this study are consistent when compared to previous works, showing similar averages and patterns of waves and sediment transport, despite the inherent limitations of the Tomawac model and the simplifications considered in the formulations utilized. Hence, the present study contributes to the state of the art regarding the wave and sediment transport along the Brazilian coast and can be useful for future engineering projects that consider the sustainable management of the coastal zone.

#### 4.7. Acknowledgments

The authors would like to thanks the National Center for Supercomputing (CESUP) - Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), who helped with the development of this work. Thank you also to the ECMWF by oceanographic and meteorological data used in the model boundary conditions, the consortium Open TELEMAC-MASCARET by providing the TELEMAC system charge and the National Laboratory of Scientific Computing (LNCC) by making use of the supercomputer Santos Dumont. This study was financed in part by the *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* - Brasil (CAPES) - Finance Code 001, and was supported by the *Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul* (FAPERGS) under contract 17/2551-001159-7, and by the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq) under the contract 304227/2016-1.

## 5. ARTICLE II - SPATIOTEMPORAL VARIABILITY OF LONGSHORE SEDIMENT TRANSPORT ON THE BRAZILIAN COAST

*Abstract:* The lack of planning and management regarding the transport of sediments along the coast can alter the existing equilibrium in coastal regions, causing or accelerating erosive processes and resulting in economic and environmental damage. Thus, it is important that the characteristics of the coastal drift be investigated, serving as source of information for future projects involving the coastal environment management. Within this context, the present work aims to identify the annual sediment transport averages along the entire Brazilian coast, the dominant direction of the coastal drift and its spatial variability. For this, a wind-generated wave modeling was considered, with 37 years of data (1979 to 2015), as well as four sediment transport formulations. For the spatiotemporal variability, the analysis of wavelets was applied, relating the effect of cycles of variability over the behavior of longshore sediment transport. The results showed that the largest annual volumes of sediment transport occurred in the northeastern Region of Brazil, reaching approximately  $850\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, the smallest transport averages occurred in the southern region, in the state of Santa Catarina, reaching the value of  $13\,497\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . In the northeast region, annual and interannual cycles were more frequent and more energetic than in the southern Region, where short cycles presented similar importance to longer cycles, during 37 years of the study. However, in the overall context of the analysis, the long period cycles are more significant for longshore sediment transport, since this is a long term process. In this way, the present article contributes with information on longshore sediment transport, highlighting the annual means and the dominant drift, and deals with important questions about the influence of cycles of variability in the study region, emphasizing the importance of longer period events for the control of sedimentary transport in the Brazilian coast.

**Keywords:** Tomawac; CERC; Kamphuis; Wavelets; Longshore Sediment Transport; Brazilian Coast.

### 5.1. Introduction

The sandy beaches present it own dynamic due to the mobility of sediments transported by the constant effects of waves, coastal currents, tides and winds, resulting in processes of beach accretion and/or erosion (Klein et al., 2006). The movement of sediments transported along the coast, either by natural causes or anthropogenic, can change the existing balance in certain environments, in the short or long term, causing or accelerating erosion processes and resulting in economic as well as environmental losses (CERC, 1984). In this way, there are hundreds of coastal areas in Brazil, where the process of environmental change became very

sharp and harmful, requiring recovery, containment and protection measures (Souza, 2009).

Silva et al. (2007) stated that the study of coastal dynamics involves the evaluation of the distribution of wave energy, the patterns of sediment dispersion and the balance of sediment along the coast. The influence of the sea affects the coast through the surf and oblique incidence of waves, causing the suspension and sediment transport, thus generating a current known as longshore current (Miller, 1999). In addition, the waves play a substantial role in coastal landscape, influencing the coastal features, inputting morphological differences in space and time scales (Holthuijsen, 2007). In this way, it becomes essential to assess the climate and the behavior of the waves, since they are the main responsible for coastal sediment transport and erosion processes and accumulation (Griggs e Trenhaile, 1994).

Inserted in this context, several studies were carried out at national and global level to analyze the patterns of dispersal of the longshore sediment transport. Giosan et al. (1996) evaluated the sediment transport on the Black Sea coast, in Romania, using data of coast line variations, during the period from 1962 to 1987. Applying the formulation of CERC (1984) and based on predictive analyzes, the authors proposed some actions with the objective of improving the control of erosion processes in the region. Kumar et al. (2000) estimated the longshore sediment transport from wave data measured *in situ* along the coast of Kannirajapuram, India, during 1997 and 1998. The study showed a variation of sediment transport throughout all the months analyzed, highlighting that the predominance of littoral drift in the Northeast region is between the months of March and November, and Southwest, between the months of December to February.

Also at a global level, Oliveira et al. (2004) evaluated the longshore sediment transport in the passage of the Portuguese west coast between Praia da Vieira and Praia Velha during the period of 1990 to 1996. The results obtained improve the knowledge of the variation of the longshore transport along the beach profile, its average annual value, and a way to quantify other parameters that characterize the coastal zone where the sediment transport induced by waves is significant. In addition, it was evaluated the seasonal variation of transport, proving that in winter occurs approximately 74% of the annual transport, with an increase of the beach profile length from 180m to 900m, from summer to winter.

Considering researches at national level, Bittencourt et al. (2005) estimated the pattern of sediment dispersion in Brazilian northeastern coast, using the mean directions of the fronts of wave using refraction diagrams. Despite the limitations of the study, the coastal stretches that presented accretion, erosion or non-deposition, were reasonably explained. Moura and Morais (2011) analyzed the balance and the seasonal variation in the volume of sediment on the west coast of Aquiraz, east coast of Ceará State, identifying changes in the morphology of the beach. The study was carried out *in situ* during the years 2007 and 2009 demonstrating that the average annual volume of sediments transported is much lower in the rainy season in comparison to the dry season, there are cycles of deposition and removal in the whole season analyzed.

In addition, Oliveira et al. (2015) studied the potential of longshore sediment transport

by the action of waves on the Rio Doce delta, besides its seasonal variability, considering the period between 1948 and 2008. The results obtained indicated that in winter and autumn sediment transport is greater, with sediment being mainly drifted northwards due to the action of the waves. Silva et al. (2016) presented a study covering 7 locations with different orientations and degrees of exposure by currents induced by waves and tides, located on the north coast of the Santa Catarina Island, in southern Brazil. For this study, the authors used data from *in situ* measurements, as well as the numerical modeling to calculate the direction of the waves and the rates of sediment transport, during 2013 and 2014. The results showed that on the beaches of greater wave energy, facing to the east, the average annual sediment transport reach values of  $10\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . While on the beaches of lower energy, facing to the north, the values reach the maximum of  $5000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Studies associated with the quantification of average rates and dominant direction of sediment transport towards coastal region of different countries, are easily found in the literature. However, there are few ones that analyze the variability of the longshore sediment transport, mainly in Brazil. Thus, the present article has as main objective to investigate the spatial and temporal variability of sediment transport along the Brazilian coast, since, usually, the studies available in the literature are conducted address only specific regions. The study area extends from the latitudes  $4^\circ\text{ N}$ , on Orange Cape - Amapá, to  $34^\circ\text{ S}$ , near to Chuí city - Rio Grande do Sul.

## 5.2. Methodology

The wave climate in the Brazilian Continental Shelf was based on the study of Trombetta et al. (2019), and the annual averages and the predominant direction of transport was calculated using the models proposed by the Coastal Engineering Research Center (CERC, 1984) and by Kamphuis (1991). Spatiotemporal variability of the longshore sediment transport was investigated through the wavelet analysis, following the methodology proposed by Torrence and Compo (1998) and rectified by Liu et al. (2007) and Velede et al. (2012).

In order to simulate the sea state on the Brazilian Continental Shelf between 1979 and 2015 (37 years) was used the third generation wave model Tomawac (TELEMAC-Based Operational Model Addressing Wave Action Computation<sup>1</sup>). Tomawac is a spectral wave model that calculates the sea state by solving the equation for the conservation of the Wave Action density (Hasselmann et al., 1988; Holthuijsen et al., 1998). In addition, is able to calculate the changes in the energy spectrum of waves generated by the wind and also the wave agitation for applications in the oceanic domains and coastal zone (Awk, 2017). More information about the wave model Tomawac and the spatial domain is available in Awk (2017) and Trombetta et al. (2019), respectively.

The longshore sediment transport was estimated with wave parameters, beach profile and sediment characteristics of each part of the study region, being used the formulas proposed

---

<sup>1</sup>[www.opentelemac.org](http://www.opentelemac.org)

by CERC (1984) (in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) and Kamphuis (1991) (in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ). With the objective to compare the rate of longshore sediment transport estimated by these equations, the formula proposed by CERC (1984) was converted to  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ .

In addition, in the formulation of CERC (1984), there is an dimensionless coefficient ( $K$ ) that relates directly to the longshore rate of non-cohesive sediment transport with the waves energy flow (Lima et al., 2002). The value of the coefficient  $K$ , recommended by CERC (1984), is 0.39, however, the expression becomes more reliable if the coefficient is calibrated with characteristic data of each region. In this way, it will also be considered the calibrations proposed by Kamphuis et al. (1986) and Mil-Homens et al. (2013), according to Tab. 5.1.

Tabela 5.1 – Formulations used in the calculation of the longshore sediment transport.

|                                        |                                                                                                                     |
|----------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>CERC (1984)</b>                     | $Q_v = 0.0625K\rho_a g^{0.5} H_{s,b}^{2.5} [\sin(2\alpha_b)] (\gamma_b)^{-0.5} (\rho_s - \rho_a)^{-1} (1 - p)^{-1}$ |
| <i>Recommended to American Beaches</i> | $K = 0.39$                                                                                                          |
| <i>Kamphuis et al. (1986)</i>          | $K = 0.022(\gamma_b H_{s,b})^{0.5} (D_{50})^{-0.5}$                                                                 |
| <i>Mil-Homens et al. (2013)</i>        | $K = [2237.7(H_{s,b})^{1.45} (L_0)^{-1.45} + 4.505]^{-1}$                                                           |
| <b>Kamphuis (1991)</b>                 | $Q_v = 6.4 \times 10^4 (H_{s,b})^2 (T_p)^{1.5} (m_b)^{0.75} (D_{50})^{-0.25} [\sin^{0.6}(2\alpha_b)]$               |

In these equations,  $\rho_a$  is the water specific mass ( $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $g$  is the gravity acceleration ( $9.81 \text{ m s}^{-2}$ ),  $H_{s,b}$  is the significant wave height at the surf zone (m),  $\alpha_b$  is the wave incident angle on the surf zone ( $^\circ$ ),  $\gamma_b$  is the wave breaking parameter (0.78),  $\rho_s$  is the sediment density ( $2650 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $p$  is the sediment porosity (0.4),  $D_{50}$  is the average sediment diameter,  $L_0$  is the wave length (m),  $T_p$  is the peak wave period and  $m_b$  the slope of the beach profile in the breaking line.

For the sedimentological characterization of the study region, and to identify the  $D_{50}$ , a division of the Brazilian coast was performed, based on the analysis of the sedimentological chart derived from ReviZEE Program expeditions data and prepared by the *Diretoria de Hidrografia e Navegação* (DHN) (Tab. 5.2).

Tabela 5.2 – Distribution of sedimentological data along the Brazilian coast based on the sedimentological letter of the ReviZEE Program.

| <b>Sediment Fraction</b>                                                                    | $D_{50}$ (mm) | <b>Stretch</b>                   |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|----------------------------------|
| Muddy sand/Very fine sand                                                                   | 0.06          | Cabo Orange (AP) - Parnaíba (PI) |
| Coarse sand                                                                                 | 1             | Parnaíba (PI) - Maceió (AL)      |
| Medium sand                                                                                 | 0.5           | Maceió (AL) - Cabo Frio (RJ)     |
| Muddy sand/Very fine sand                                                                   | 0.06          | Cabo Frio (RJ) - Chuí (RS)       |
| <b>Amapá (AP), Piauí (PI), Alagoas (AL), Rio de Janeiro (RJ) and Rio Grande do Sul (RS)</b> |               |                                  |

### 5.2.1. Superficial and Boundary Conditions

In order to carry out the simulations, the numerical model Tomawac was initialized from the rest. The surface of the model has been forced with wind data, interpolated at all points of the numerical mesh, while the oceanic contour was forced with significant height data ( $H_s$ ), peak period ( $T_p$ ) and average wave peak direction ( $D_p$ ), inserted in mesh oceanic boundary. The wave and wind data (Fig. 5.1) were obtained from the ERA Interim Reanalysis Project<sup>2</sup> from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), for the time period ranging from 1979 to 2015. The data used as initial and boundary conditions were interpolated and prescribed for each point of the finite element mesh, with a spatial resolution of  $0.75^\circ$  of latitude and longitude, and temporal resolution of 6h.

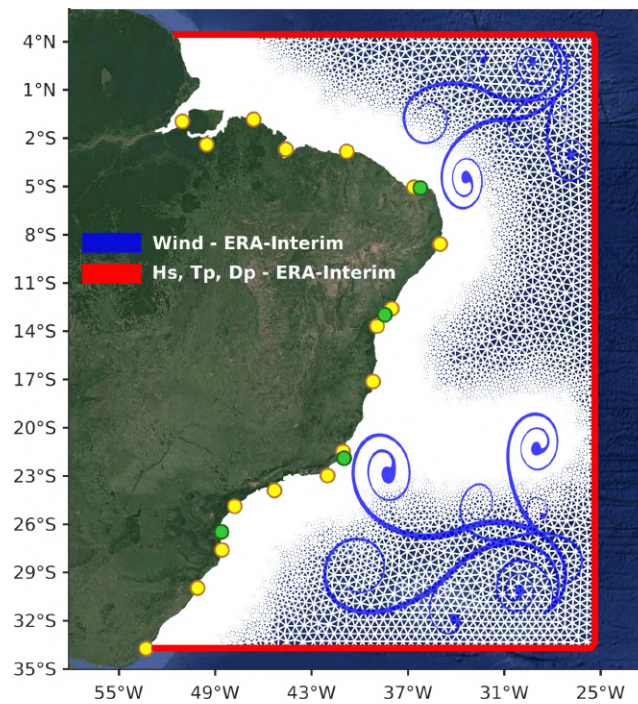


Figure 5.1 – Figure of the computational domain with surface and boundary conditions. The points represent the areas used to analyze the spatial (in yellow) and temporal (in green) variability.

### 5.2.2. Validation

The validation of the numerical model Tomawac, in order to properly reproduce the main wave characteristics of the Brazilian continental shelf, was performed in the study of Trombetta et al. (2019), where the authors made a comparison between the wave parameters resulted by the model and the measured data by 4 buoys from the *Programa Nacional de Boias*<sup>3</sup> (PNBOIA), covering the period from 2010 until 2015. These buoys are located in Rio Grande (Rio Grande do Sul), Santos (São Paulo), Cabo Frio (Rio de Janeiro) and Recife (Pernambuco), at 200 m depth.

<sup>2</sup>[www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)

<sup>3</sup><http://www.goosbrasil.org/pnboia>

For the validation, time series of significant height and peak period of the waves were used, which showed a good fit in four locations, proving the concordance between the data measured by buoys and modeled by the Tomawac. To better assess this comparison, some metrics statistics such as relative error, absolute error, mean square error and bias were applied, resulting close to zero in all situations. In this way, it was possible to verify a good correlation between the modeled and measured data, verifying the reliability of Tomawac model for the purposes of this study. Besides, Tomawac model was also validated along the Brazilian coast in the studies of Guimarães et al. (2019), Kirinus et al. (2018) and Oleinik et al. (2019b,a).

The validation of the annual averages of the longshore sediment transport was also demonstrated in the study of Trombetta et al. (2019). These authors compared the averages calculated with the formulation of CERC (1984) in addition to Kamphuis (1991), and methodologies for the calibration of the  $K$  parameter, with past studies related to the theme. In this way, the Brazilian coast was divided into different sections, being considered a specific formulation for each interval, according to Tab. 5.3.

Tabela 5.3 – Definition of the methodology used in each stretch along the Brazilian coast in comparison with past studies.

| Stretch                                                                         | Methodology                                              |
|---------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|
| Parnaíba (PI) - Touros (RN)                                                     | CERC (1984) - $K$ calibrated by Mil-Homens et al. (2013) |
| Carnaubinha (RN) - Canavieiras (BA)                                             | Kamphuis (1991)                                          |
| Belmonte (BA) - Meia Praia (SC)                                                 | CERC (1984) - $K$ calibrated by Kamphuis et al. (1986)   |
| <b>Piauí (PI), Rio Grande do Norte (RN), Bahia (BA) and Santa Catarina (SC)</b> |                                                          |

The annual averages calculated for the longshore sediment transport were orders of magnitude similar to existing studies in the literature. In addition, as expected, the dominant direction of littoral drift also had a good agreement within the analyzes, since it is highly influenced by the waves climate already validated. In this way, the formulas considered for the calculation of the longshore sediment transport proved to be adequate in different sectors of the Brazilian coast, with the exception of the CERC (1984) formulation, with the  $K$  equal to 0.39, which overestimated the results in all situations.

As presented in Trombetta et al. (2019), a fraction of the South region and in the North region of Brazil, were not considered in the calculation of the longshore sediment transport. This occurs due to the possibility of these sectors being influenced by the boundary conditions imposed into the numeric domain, which possibly caused variations in the results.

### 5.3. Results and Discussions

This section presents a summary of the results obtained from the analysis of the waves generated by wind behavior, resulting from the study of Trombetta et al. (2019). These results

were applied in the calculation of the longshore sediment transport for that, consecutively, it was performed the analysis of the spatiotemporal variability.

Results obtained for the averages of significant height ( $H_s$  - m), peak period ( $T_p$  - s) and direction of incidence of waves ( $M_d$  - °) are derived from a simulation of waves generated by the wind, with duration of 37 years (between 1979 and 2015). Figure 5.2 shows a schematic representation of the mean values obtained over all years simulated.

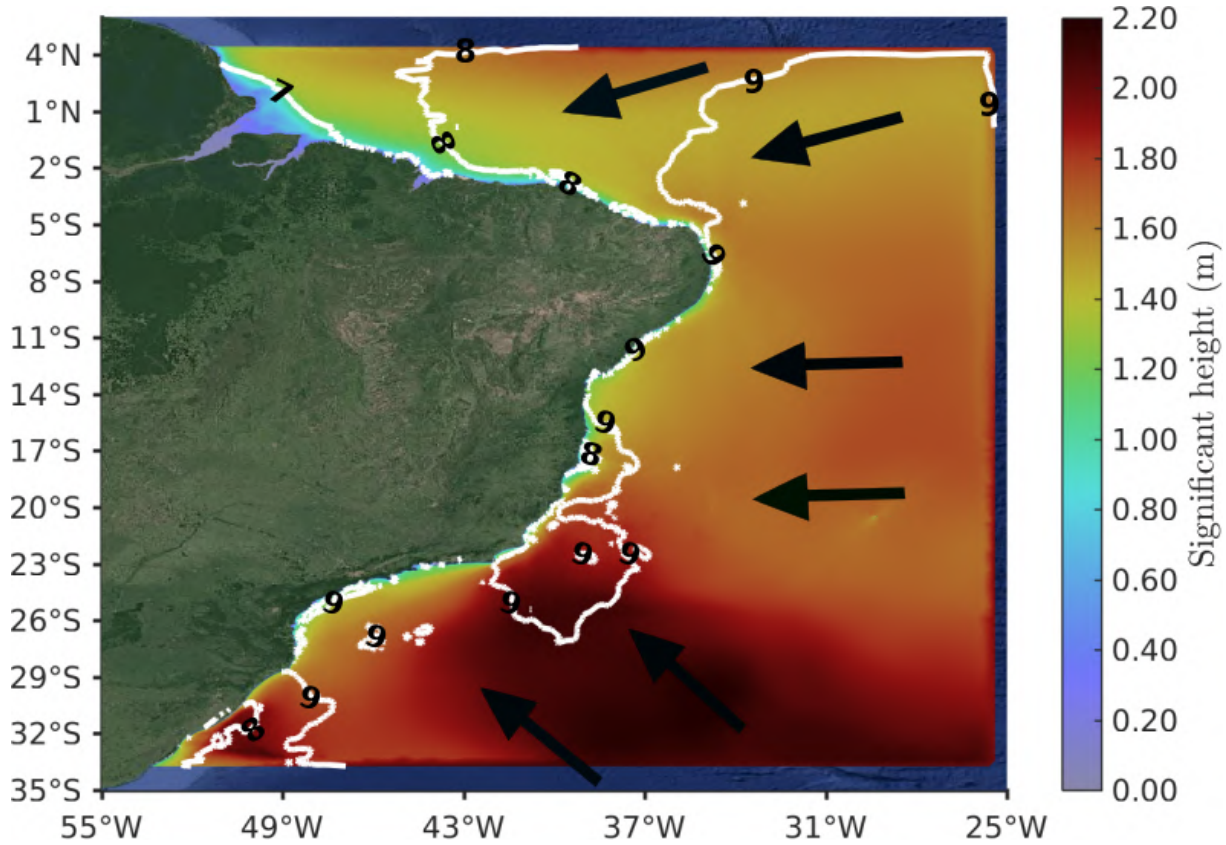


Figura 5.2 – Results of the Brazilian Continental Shelf, overlapping image by Google Maps, Landsat/Copernicus, 2018. Frame shows  $H_s$  (m) in the surface,  $T_p$  (s) in the isolines and  $M_d$  in the arrows.

The highest averages of  $H_s$  occurred in the South region, with values close to 1.2 m in the coastal zone of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, decreasing to 0.8 m in Paraná. In the Southeastern region, the averages remained at approximately 0.8 m. Finally, in the north and northeast of Brazil, the values were approximately 0.6 m.

For the  $M_d$ , from the state of Amapá to Ceará, in the Northern Region, prevail the waves incidents of East and Northeast. In the sector between the Rio Grande do Norte and the Espírito Santo, the predominant direction of incidence is East, with variations in specific regions of this passage. Whereas, between Rio de Janeiro and Rio Grande do Sul, the waves come from East and Southeast.

These results showed a high discrepancy in the averages of  $H_s$  and  $M_d$ , in all the Brazilian continental shelf, mainly in relation to the northern and southern regions. On the other hand, the wave  $T_p$ , showed values similar throughout the area analyzed, varying between 7 and 9 s.

### 5.3.1. Longshore Sediment Transport Rates

Regarding the longshore sediment transport rates, some sites in the Brazilian coast were chosen to the calculation, considering a specific methodology for each region, with the corresponding diameter of sediments, as shown in Tabs. 5.4, 5.5 and 5.6. It is valid to emphasize that due to the proximity of the regions north and south of Brazil to the boundary conditions of the numerical model, these regions were excluded to the analysis of this study.

Tabela 5.4 – Representation of longshore sediment transport rates (LST) in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering  $D_{50}$  equal to 1 mm.

| Diameter                                                                                     | CERC (1984)<br>Coefficient K calibrated<br>by Mil-Homens et al. (2013) | LST<br>( $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ) | Kamphuis (1991)             | LST<br>( $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ) |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------------|
| 1 mm                                                                                         | Parnaíba – PI                                                          | 48 200                                   | Carnaubinha – RN            | 39 470                                   |
|                                                                                              | Praia de Atalaia – PI                                                  | 133 800                                  | Maxaranguape – RN           | 86 014                                   |
|                                                                                              | Praia de Maramar – PI                                                  | 66 054                                   | Ceará-Mirim – RN            | 102 290                                  |
|                                                                                              | Praia de Barra Grande – PI                                             | 120 310                                  | Natal – RN                  | 160 560                                  |
|                                                                                              | Barroquinha – CE                                                       | 150 690                                  | Parnamirim – RN             | 126 630                                  |
|                                                                                              | Camocim – CE                                                           | 89 247                                   | Tibau do Sul – RN           | 261 560                                  |
|                                                                                              | Acaraú – CE                                                            | 43 188                                   | Barra de Camaratuba – PB    | 138 860                                  |
|                                                                                              | Itarema – CE                                                           | 110 440                                  | Balneário Lucena – PB       | 37 123                                   |
|                                                                                              | Itapipoca – CE                                                         | 88 403                                   | Cabedelo – PB               | 154 000                                  |
|                                                                                              | Paracuru – CE                                                          | 397 610                                  | Costa do Sol – PB           | 259 170                                  |
|                                                                                              | Caucaia – CE                                                           | 52 516                                   | Praia do Amor – PB          | 124 650                                  |
|                                                                                              | Fortaleza – CE                                                         | 442 670                                  | Pitimbu – PB                | 172 440                                  |
|                                                                                              | Beberibe – CE                                                          | 225 630                                  | Pontas de Pedra – PE        | 215 650                                  |
|                                                                                              | Aracati – CE                                                           | 277 690                                  | Olinda – PE                 | 418 600                                  |
|                                                                                              | Icapuí – CE                                                            | 57 962                                   | Pina – PE                   | 765 810                                  |
|                                                                                              | Porto do Mangue – RN                                                   | 52 412                                   | Sirinhaém – PE              | 325 960                                  |
|                                                                                              | Galinhos – RN                                                          | 86 275                                   | Maragogi – AL               | 708 720                                  |
|                                                                                              | Touros – RN                                                            | 387 750                                  | Barra de Santo Antônio – AL | 342 330                                  |
| <b>Ceará (CE), Rio Grande do Norte (RN), Paraíba (PB), Pernambuco (PE) and Alagoas (AL).</b> |                                                                        |                                          |                             |                                          |

The mean liquid sediment transport behavior, over the 37 years simulated, can be explained due the wave climate, which is the main variable in the short and medium term coastal processes. As demonstrated in the Tab. 5.4, the formula of CERC (1984), with the coefficient  $K$  calibrated by Mil-Homens et al. (2013), was the most suitable for the calculation of the longshore sediment transport between Parnaíba (Piauí) and Touros (Rio Grande do Norte), where it was considered an average diameter of 1 mm, corresponding to a sedimentary fraction of coarse sand.

In this sector from the Northeast Region of Brazil, the waves are generated by the action of the trade winds (Tessler and Goya, 2005), resulting in the whole movement (atmospheric or oceanic) directed from East to West (Muehe, 1998). Thus, in this coastal segment, the drift has dominant sense to the West, as indicated by the positive averages in Tab. 5.4. Trombetta et al. (2019) corroborates with these results, showing values of angles of incidence greater than  $0^\circ$  in this region, indicating that the waves are derived from East and Northeast and, therefore, at all points, the dominant drift is directed to the West. In addition, the same results are indicated in the Fig. 5.2, where the arrows demonstrate the dominant direction of incidence

Tabela 5.5 – Representation of longshore sediment transport rates (LST) in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering  $D_{50}$  equal to 0.5 mm.

| Diameter                                                                             | Kamphuis (1991)          | LST<br>( $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ) | CERC (1984)<br>Coefficient K calibrated<br>by Kamphuis et al. (1986) | LST<br>( $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ) |
|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|
| 0.5 mm                                                                               | Maceió – AL              | -769 200                                 | Belmonte – BA                                                        | 127 780                                  |
|                                                                                      | Jequiá da Praia – AL     | -844 320                                 | Santa Cruz – BA                                                      | 121 150                                  |
|                                                                                      | Feliz Deserto – AL       | 501 200                                  | Trancoso – BA                                                        | 142 110                                  |
|                                                                                      | Piaçabuçu – AL           | -450 320                                 | Prado – BA                                                           | -61 034                                  |
|                                                                                      | Pacatuba – SE            | 159 760                                  | Alcobaça – BA                                                        | -31 069                                  |
|                                                                                      | Barra dos Coqueiros – SE | -269 940                                 | Mucurí – BA                                                          | -22 577                                  |
|                                                                                      | Aracaju – SE             | -500 590                                 | São Mateus – ES                                                      | 132 590                                  |
|                                                                                      | Itaporanga d'Ajuda – SE  | -262 610                                 | Linhares – ES                                                        | 162 390                                  |
|                                                                                      | Jandaíra – BA            | -133 280                                 | Comboios – ES                                                        | -29 853                                  |
|                                                                                      | Conde – BA               | -382 930                                 | Praia Formosa – ES                                                   | -169 030                                 |
|                                                                                      | Entre Rios – BA          | -672 790                                 | Vila Velha – ES                                                      | -218 040                                 |
|                                                                                      | Salvador – BA            | -166 430                                 | Nova Guarapari – ES                                                  | -154 500                                 |
|                                                                                      | Valença – BA             | -148 870                                 | Itapemirim – ES                                                      | 66 431                                   |
|                                                                                      | Maraú – BA               | 604 100                                  | Alto Lagoa Funda – ES                                                | -82 975                                  |
|                                                                                      | Itacaré – BA             | 648 340                                  | São Francisco de Itabapoana – RJ                                     | -71 836                                  |
|                                                                                      | Ilhéus – BA              | 646 810                                  | Atafona – RJ                                                         | -76 607                                  |
|                                                                                      | Una – BA                 | 293 640                                  | Praia do Açu – RJ                                                    | 165 480                                  |
|                                                                                      | Canavieiras – BA         | -54 035                                  | Farol de São Thomé – RJ                                              | 122 460                                  |
| Alagoas (AL), Sergipe (SE), Bahia (BA), Espírito Santo (ES) and Rio de Janeiro (RJ). |                          |                                          |                                                                      |                                          |

Tabela 5.6 – Representation of longshore sediment transport rates (LST) in  $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ , considering  $D_{50}$  equal to 0.06 mm.

| Diameter                                                                 | CERC (1984)<br>Coefficient K calibrated<br>by Kamphuis et al. (1986) | LST<br>( $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ ) |
|--------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|
| 0.06 mm                                                                  | Saquarea – RJ                                                        | 690 670                                  |
|                                                                          | Barra da Tijuca – RJ                                                 | 625 670                                  |
|                                                                          | Praia de Maresias – SP                                               | 153 390                                  |
|                                                                          | Cibratel – SP                                                        | - 356 760                                |
|                                                                          | Iguape – SP                                                          | 320 430                                  |
|                                                                          | Ilha Comprida – SP                                                   | 24 067                                   |
|                                                                          | Guaraqueçaba – PR                                                    | 237 710                                  |
|                                                                          | Matinhos – PR                                                        | 142 240                                  |
|                                                                          | Itapoá – SC                                                          | 56 895                                   |
|                                                                          | Balneário Barra do Sul – SC                                          | 402 970                                  |
|                                                                          | Balneário Piçarras – SC                                              | -317 580                                 |
|                                                                          | Balneário Camboriú – SC                                              | -172 650                                 |
|                                                                          | Meia Praia – SC                                                      | -13 497                                  |
| Rio de Janeiro (RJ), São Paulo (S), Paraná (PR) and Santa Catarina (SC). |                                                                      |                                          |

of waves. The average annual sediment transport do not present large variations between Parnaíba and Touros, reaching maximum of  $442\,000 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  in Fortaleza, Ceará, and at least  $43\,188 \text{ m}^3 \text{year}^{-1}$  in Acaraú, in the same state.

Analyzing the other points of the Tab. 5.4, it is possible to observe that between Car-

naubinha (Rio Grande do Norte) and Barra de Santo Antônio (Alagoas), the formulation of Kamphuis (1991) was defined as the most appropriate for the estimation of the longshore sediment transport. In addition, for this segment, the average diameter of sediments remained equal to 1 mm, corresponding to a coarse sand.

In the sector that involves the coast of Alagoas and Rio Grande do Norte, the study of Trombetta et al. (2019) demonstrated that the incidence angles are smaller than  $0^\circ$ , indicating that these come from Southeast and, therefore, becoming the dominant drift to the North. The studies of Bittencourt et al. (2005), Araújo (2015) and Gurgel (2017) corroborate these results, as well as Tessler and Goya (2005) that point out that in this region receives only waves generated from the Trade winds, indicating a transport resulting Northwards.

Regarding the average rates calculated for the longshore sediment transport, it is observed a high diversity among the values, highlighting the greatest averages that occurred in Pina (Pernambuco) and in Maragogi (Alagoas), reaching  $765\,810\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $708\,720\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , respectively. On the other hand, in the sector further north there was a significant decrease of mean transported, resulting in  $37\,123\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Balneário Lucena (Paraíba), and  $39\,470\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Carnaubinha (Rio Grande do Norte).

Table 5.5 presents the stretch between Maceió (Alagoas) and Farol de São Thomé (Rio de Janeiro), where was considered the sediment fraction equal to 0.5 mm, corresponding to medium sand. In the first sector, the formulation of Kamphuis (1991) proved to be the most appropriate, while in the second, the formulation of the CERC (1984), with the coefficient  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), had a more satisfactory result.

In these coastal sectors it is observed that the drift varies towards South and North on several points, due to the predominant incidence of the East waves, according to the Fig. 5.2. This occurs because the wave climate in this region is maintained by the winds generated by the South Atlantic Anticyclone, according to Tessler and Goya (2005), with waves coming from the East, Northeast and Southeast. This behavior is also demonstrated in Trombetta et al. (2019), since variations in the direction of incidence of waves, interfering with the dominant pattern of littoral drift.

In the northern sector of Bahia, the drift is directed, in the majority of the points analyzed, towards South, agreeing with the study of Bittencourt et al. (2002, 2008). While between Maraú and Trancoso, within the same state, the transport has dominant direction towards North (Bittencourt et al., 2000, 2008), with the exception of Canavieiras. In the south of Bahia, the drift return its direction pattern Southwards. The patterns of sediment dispersion along the coast of Bahia vary according the general orientation of the coastline and the system of atmospheric circulation, therefore, this inversion occurs in the littoral drift along throughout the whole state.

In the coastal segment between the state of Espírito Santo and the Farol de São Thomé, the more effective waves for sediment transport are generated by the winds of Northeast and East quadrants (Tessler and Goya, 2005), explaining the directed drift, in most cases, towards South. In Linhares, the fact that the drift outcome is towards North is in agreement with the

study of Oliveira et al. (2015), which demonstrated that the sediments provided by Rio Doce are transported preferentially to North due to the action of the waves.

For the Rio de Janeiro littoral, the study of Bastos and Silva (2000) demonstrated the occurrence of convergence in the littoral drift between Atafona and the Praia do Açú, among with other authors (Cassar and Neves, 1993; Bastos and Silva, 2000; Machado et al., 2018) that stated that the dominant direction of sediment transport in the vicinity of the Cabo de São Thomé is Northward. Thus, these studies are in agreement with the results presented in Tab. 5.5.

The calculated averages on the stretch between Maceió and Canavieiras presented the greatest values of longshore sediment transport in relation to any other points analyzed on the Brazilian coast, reaching  $844\,320\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Jequiá da Praia (Alagoas) and  $769\,200\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , in the neighbor city, Maceió. The lower average occurred in Bahia State, at Canavieiras, reaching values of  $54\,035\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Among Belmonte and o Cabo de São Thomé, the rates of average sediment transport resulted not too considerable, reaching a maximums of  $218\,040\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Vila Velha (Espírito Santo). In Bahia, the values were quite discrepant, ranging from  $142\,110\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Trancoso towards  $22\,577\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  on Mucurí. In Espírito Santo the variations were also high,  $218\,040\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Vila Velha until  $29\,853\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  in Comboios. Rio de Janeiro, for instance, kept the averages on the order of  $100\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Moving southwards, in the Tab. 5.6, which presents the stretch among Saquarema (Rio de Janeiro) and Meia Praia (Santa Catarina), the CERC (1984) formula, with the  $K$  coefficient calibrated by Kamphuis et al. (1986), was the best fit. For this segment, it was considered an average grain diameter of 0.06 mm, corresponding to a sedimentary fraction of muddy sand/very fine sand.

From the Cabo Frio region to southern Brazil, Pianca et al. (2010) stated that, overall, the waves generated by high South Atlantic storms are the most frequent, being the most energetic originated from the South and Southeast, which makes the dominant pattern of littoral drift towards Northeast. Figure 5.2 and Trombetta et al. (2019) demonstrated that the main direction of waves are from Southeast, thus agreeing with the results.

In the São Paulo coast, in Cibratel, it is observed that the transport has dominant pattern for Southwest, in accordance with the study of Araújo and Alfredini (2001). This exception occurs due to the change in the alignment of the coast, along to the possible temporal predominance of the Atlantic Tropical Anticyclone (source of waves of Northeast and East). However, it is valid to emphasize that, in normal conditions where mobile Polar Anticyclones predominate, the waves are coming from the South and Southeast directions, changing the drift towards Northeast.

For the states of Paraná and Santa Catarina, some authors (Gobbi, 1997; Veiga et al., 2004; Castilhos and Gré, 2006; Thoaldo, 2011; Abreu, 2011; Wosiacki and Gobbi, 2012) stated that the direction of littoral drift is preferably to the North, due to the incident waves climate in the region. Regarding the Piçarras, Camboriú and Meia Praia beaches, in Santa Catarina,

which showed dominant drift towards the South, this can be explained due to the morphology of the region, which alters the standard alignment of the coast and, consequently, modifies the intensity and direction of action of the waves.

For this last stretch, the annual mean sediment transport was lower in Meia Praia (Santa Catarina), reaching  $13\,497\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , in addition to Ilha Comprida (São Paulo), with  $24\,067\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, in Saquarema and Barra da Tijuca, both in Rio de Janeiro, presented the highest averages occurrence, reaching  $690\,670\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$  and  $625\,670\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , respectively.

The variations in the coastal drift observed in all of the analyzed sections from the Brazilian coast can be explained due to the spatial changes in the alignment of the coastline or by the temporal variations of the wave climate itself. Bittencourt et al. (2000) also stated that the presence of coral reefs can act as a barrier, causing in some stretches changes in the drift pattern induced by less intense waves, provoking a reversal in the dominant direction of transport. In order to conclude the evaluation of the longshore sediment transport, the cycles of variability simulated over 37 years was investigated for the entire Brazilian coast, and in order to enforce these results, the wavelet analysis was applied.

### 5.3.2. Spatial Variability Analysis

The spatial variability of the longshore sediment transport was analyzed for a transect (which connects the yellow dots Fig. 5.1), towards the usage of the wavelet analysis. In the two-dimensional analysis, a DOG wavelet (known as Mexican Hat) was considered, following the methodology proposed by Torrence and Compo (1998) and rectified by Liu et al. (2007) and Veleza et al. (2012). At first, all the formulas used in the calculation of sediment transport were investigated, resulting in similar patterns in relation to spatial variabilities for cycles between 100 and 1000 days. Thus, for this article, the formulation of CERC (1984), with the parameter  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), was chosen to compose this analysis, since it represents one of the formulas considered most suitable for the calculation of sedimentary transport in several sectors of the Brazilian coast.

The Figure 5.3 (a) shows the local energy spectrum averaged for cycles of variability ranging from 100 to 1000 days, observed over the 37 years simulated and the distance of the Brazilian coast. The average behavior of these cycles is represented by the Hovmöller plot, with the yellow color highlighting the higher energy and frequency of the cycles, while the blue color, shows the situations in which these cycles are less significant and, therefore, do not cause great influence in the longshore sediment transport.

The position along the Brazilian coast is indicated on the vertical axis, where the distance of 0 km is related to Arroio Chuí, in the southernmost region of South Brazil, while 6,000 km are on Cabo Orange, at the northern end of the Northern Region. The simulation time is shown on the horizontal axis, varying from the year of 1979 to 2015. The mean-integrated variance along space, Fig. 5.3 (b), and over time, Fig. 5.3 (c), are also presented.

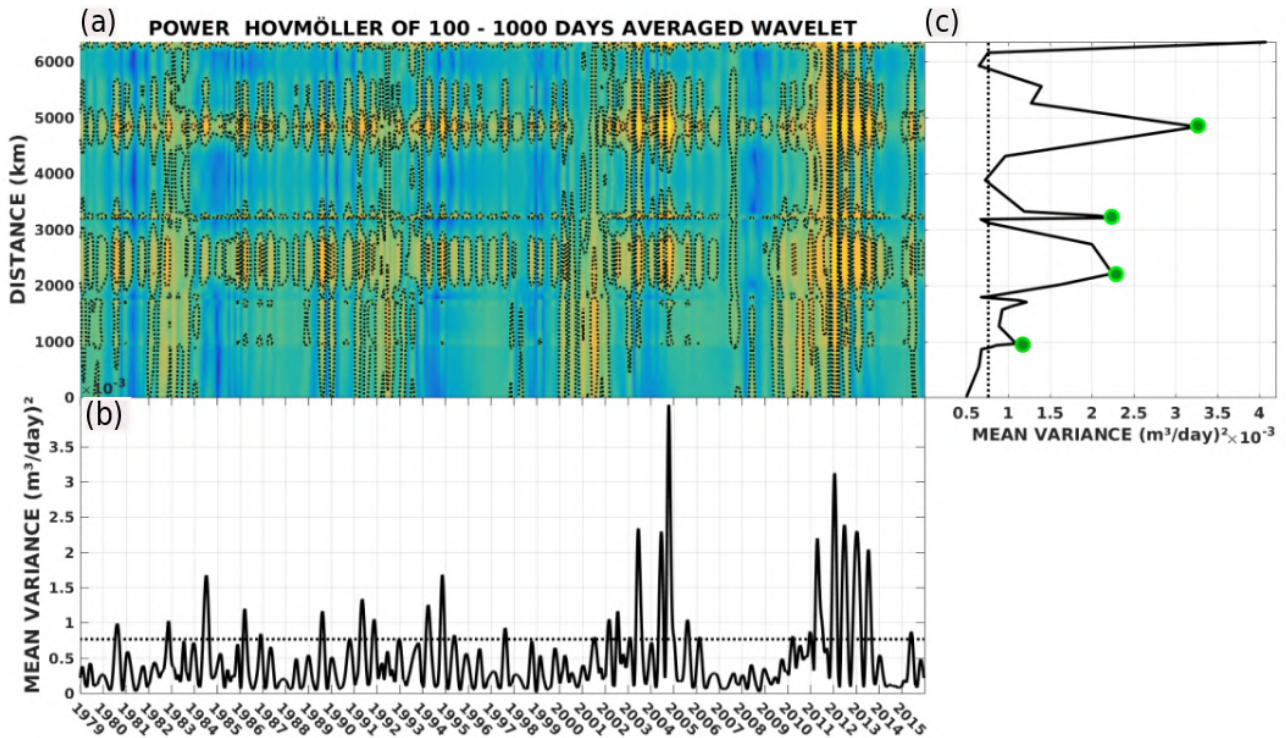


Figura 5.3 – (a) Local energy spectrum for cycles of variability between 100 to 1000 days, observed over time on the Brazilian coast, using the DOG wavelet. Dotted lines indicate the regions with statistical confidence of 95%. (b) Time series of integrated mean variance for all points on the Brazilian coast. The dotted horizontal line represents the level of 95% confidence. (c) Spatial series of mean variance integrated towards the simulation period. The dotted vertical line represents the confidence level 95% while the green points represent the locations where the time variability will be analyzed.

Analyzing the spatial variability along the entire Brazilian coast, Fig. 5.3 (a), it can be seen that the cycles of variability between 100 to 1000 days, which are correspondent to annual and interannual cycles of variability, are the most frequent and well defined in some regions, and occur in a transient way in others. At the distances between 2000 and 3000 km, as well as in the stretch of 4500 and 5500 km, these cycles are strongly relevant, indicating a high frequency of occurrence and higher intensities over the simulated years. These distances are equivalent to the stretches between the state of Rio de Janeiro and the southern sector of Bahia, as well as between the western sector of Rio Grande do Norte and Maranhão.

However, in the other stretches, the blue color suggests that the longshore sediment transport suffers greater influence of the variability cycles shorter than 100 days, being related to the passage of meteorological systems and variations in the seasonal patterns. For the distance between 0 and 1000 km, corresponding to the section between Rio Grande do Sul and Paraná, 3500 and 4500 km, between Sergipe and the southeastern sector of Rio Grande do Norte, in addition to the proximity of 6000 km, in the state of Pará, it can be observed that the longest cycles are less frequent occurring with greater energy only in some periods.

The spatial integrated mean variance, Fig. 5.3 (b), demonstrates the regions where the occurrence of annual and interannual cycles of variability are most significant across the

Brazilian coast, with peaks above the dashed horizontal line having statistical reliability of 95%. The integrated variance over time on the Brazilian coast, Fig. 5.3 (c), confirms the behavior observed in the analysis of the local variability, with peaks at the points where the long period cycles are more intense and frequent, agreeing with the locations shown in Fig. 5.3 (a). It is important to note that, to the right of the dashed vertical line, the reliability of the results are approximately 95%, statistically proving the high influence of annual and interannual cycles at these locations.

The annual cycles are associated with changes in the pattern of winds related to the changes of seasons, a fact that is better characterized in some regions the Brazilian coast, as can be observed in the Figs. 5.3 (a) and (b). On the other hand, it stands out the years of 1980, 1982, 1984, 1986 1989, 1991, 1994, 1997, 2002 to 2006, 2010 to 2013 and 2015, when cycles are more intense and energetic.

According to data available from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA<sup>4</sup>), these years are characterized by the occurrence of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, which is defined as the main source of interannual variability in scales of a few years, which represents global impacts as well (Trenberth, 1997; Almeida et al., 2017; Oliveira et al., 2017).

A greater disparity is observed, in the year of 2004, in comparison to the other periods, being able to be related to the passage of a tropical cyclone coming from the South Atlantic, known as “Hurricane Catarina” (Dias et al., 2004; Menezes and Dias, 2004), that reached the coast of South Region of Brazil in March, producing winds above  $30 \text{ m s}^{-1}$  (Menezes and Dias, 2004). Another extreme event, known as the “Ribeirão Preto Case”, occurred in May 1994, when severe convective storms formed over the state of São Paulo, causing strong winds and hail, with gusts reaching velocities higher than  $28 \text{ m s}^{-1}$  (Menezes and Dias, 1998, 2004).

In this way, it is important to emphasize that cyclones are the atmospheric systems that produce the most extreme winds where they are, being their influence in the South Atlantic Ocean quite common (Dereczynski and Menezes, 2015), in addition they are able to cause, directly and indirectly, significantly variations in the sediment transport. Additionally, the severity of events can be intensified over the years influenced by interannual events.

Another factor related to the integrated energy towards time, refers to the intensification and propagation of the cycles of 100 to 1000 days after the 90<sup>th</sup> decade, standing out the period from 2010, that is clearly the most energetic. Such occurrence might be addressed in a future study proposal, in which the causes of the intensification of the long period cycles in the last years shall be enlighten.

### 5.3.3. Temporal Variability Analysis

The wavelet method also allowed the analysis of the temporal variability of longshore sediment transport along the Brazilian coast. For this analysis, 4 points were selected located

---

<sup>4</sup>[http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)

in Galinhos (Rio Grande do Norte), Salvador (Bahia), Praia do Açú (Rio de Janeiro) and Balneário Barra do Sul (Santa Catarina), which are indicated by the circles of green color in Figs. 5.1 and 5.3. For each point, the sediment transport formulation considered more adequate was used with the one-dimensional DOG wavelet applied following the methodology proposed by Torrence and Compo (1998) and rectified by Liu et al. (2007) and Velda et al. (2012).

Figures 5.4 and 5.5 demonstrated, for the selected sites, the time series of longshore sediment transport (in  $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$ ) during the simulated 37 years. The predominance of positive values indicates that the coastal drift is dominant to the West or North, depending on the position of the point, while the negative values represent the drift towards East or South. In addition, the local spectrum measures the amount of energy over the time for the cycles of variability occurring between 8 and 4096 days, the most energetic situations being those in which the red color and the black outline become more evident. In a complementary way, the global spectrum complements the results visualizing, indicating the cycles that most influence the longshore sediment transport in an integrated way.

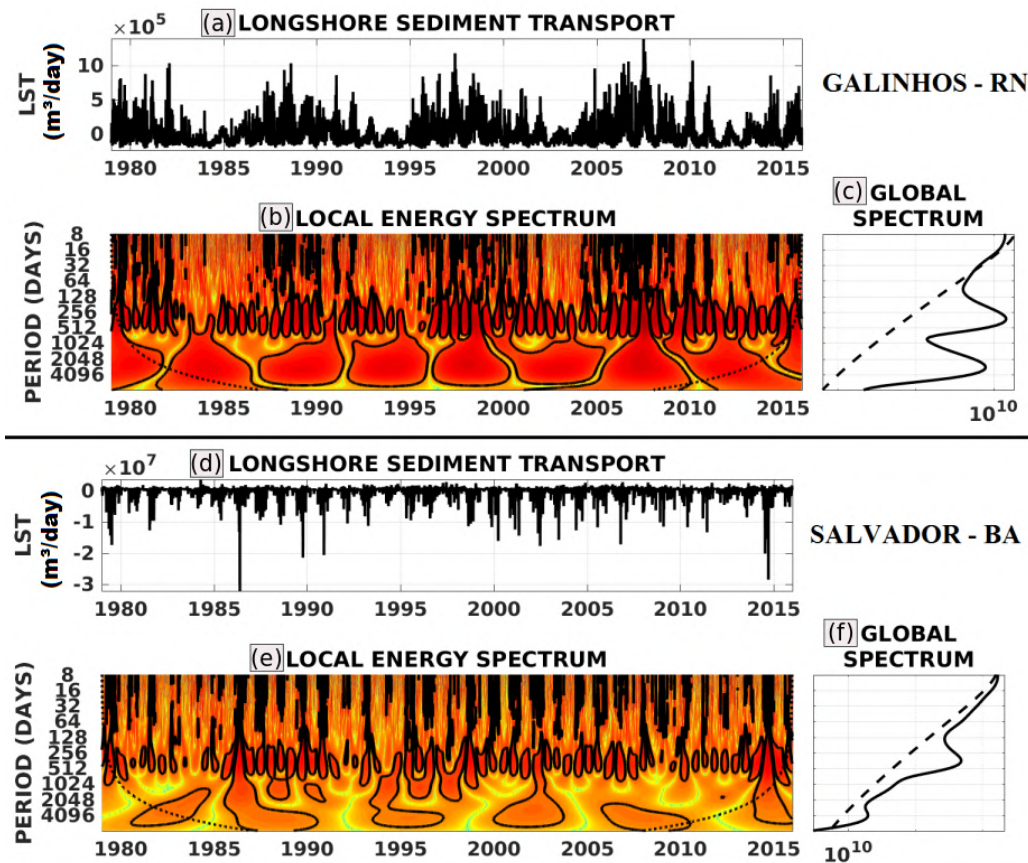


Figura 5.4 – (a) and (d) Analysis of the Wavelet Method represented by the time series of longshore sediment transport in Galinhos (Rio Grande do Norte) and Salvador (Bahia). (b) and (e) The local energy spectrum, and the black outlines represent the confidence level of 95% and the black dotted line represents the cone of influence. (c) and (f) The overall energy spectrum, and the black dotted line indicates the level of 95% confidence.

For the Galinhos (Rio Grande do Norte) point, the time series, Fig. 5.4 (a), presents

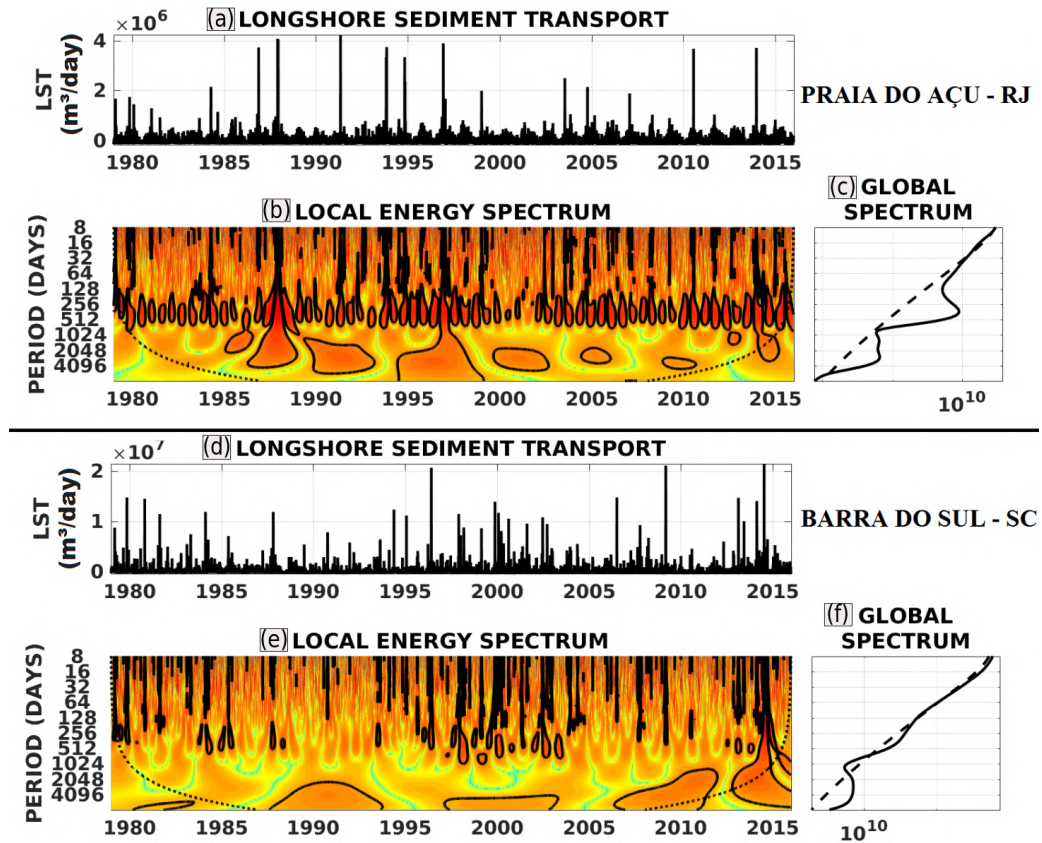


Figura 5.5 – (a) and (d) Analysis of the Wavelet Method represented by the time series of longshore sediment transport in Praia do Açu (Rio de Janeiro) and Balneário Barra do Sul (Santa Catarina). (b) and (e) The local energy spectrum, and the black outlines represent the confidence level of 95% and the black dotted line represents the cone of influence. (c) and (f) The overall energy spectrum, and the black dotted line indicates the level of 95% confidence.

peaks in sediment transport throughout the period, the largest occurring between years 2005 and 2010. It may also be noted that there is a variation between peaks, which increase and decrease approximately at every 5 years. In addition, the predominance of positive values in the series confirms the western direction of the coastal drift, as discussed above.

The local energy spectrum, Fig. 5.4 (b), shows that the highest energy concentrations, represented by the red color and the black outline, occurred between 256 and 2048 days, while over the 37 years of simulation. These cycles can be associated with annual and interannual cycles, which are characterized by ENSO. This dominance of the longest cycles in longshore sediment transport has also been demonstrated for this point.

In addition, it can be observed that the seasonal and intra-annual cycles, between 128 and 256 days, also influence the transport, representing the variations caused by the passages of the seasons. The black color also highlights the high energy related to the short period cycles, between 8 and 128 days, however, in the global context of the long period analysis, these cycles are the less energetic. The high energy rate associated with the medium and long-term phenomena is in agreement with the result presented in the global spectrum, Fig. 5.4 (c), which also shows that the shorter cycles do not exert a great influence on the longshore

sediment transport when compared to the longer cycles.

In Salvador (Bahia), the time series, Fig. 5.4 (d), demonstrates that isolated peaks have occurred in transport over the years, the largest of them between 1985 and 1990 and in the proximity of 2015. In the other years, the series remained practically constant, with coastal drift permanently dominant towards South, as expected, due to the predominance of negative values. The local spectrum, Fig. 5.4 (e), has high energy concentrations for the cycles between 128 and 512 days over the 37 years, demonstrating that seasonal and annual cycles effects are the ones that most influence the longshore sediment transport towards this region, a fact corroborated by the global energy spectrum, Fig. 5.4 (f).

In addition, the interannual cycles are well defined in some periods such as the years 1989, 1995, 2003 and 2007, which according to NOAA are years influenced by ENSO. In relation to the short period cycles, these were energetic and frequent throughout all years, losing their relevance due to the amount of energy associated with the longer cycles.

For the point in Praia do Açú (Rio de Janeiro), it is observed a high discrepancy of peaks along the time series, Fig. 5.5 (a), highlighting the decade of 90, when they were higher and with a higher frequency. Coastal drift was dominant for the North, since positive values prevailed in the series. The local and global energy spectra, Fig. 5.5 (b) and (c), show a similar behavior to what occurred in Salvador, as shown in Fig. 5.3.

The local spectrum, Fig. 5.5 (b), shows that the most energetic cycles refers to the period between 128 and 512 days, with predominance over the 37 years analyzed. The cycles greater than 512 days are also energetic and influence the longshore sediment transport. Starting from 1985, highlighting the period between 1995 and 2000, it is possible to observe the occurrence of a well-defined interannual phenomenon, according to the time series. The shorter cycles show few relevance for this point, although they also occur over the years. Finally, the global spectrum, Fig. 5.5 (c), highlights that annual and interannual cycles are the most important in longshore sediment transport and that shorter cycles are not significant at this time scale.

For the last point, located in the Balneário Barra do Sul (Santa Catarina), the time series, Fig. 5.5 (d), demonstrated a high variability of the peaks along the 37 years, not following any pattern. Nearby the years of 1996, 2009 and 2015, the highest values occurred, being these associated to the occurrence of El Niño and La Niña events, according to NOAA. In addition, the predominance of positive values in the series represents that the coastal drift is towards the North.

The local and global energy spectra, Fig. 5.5 (e) and (f), show an extremely different behavior in relation to the other points analyzed. It is possible to observe in the local spectrum that cycles longer than 128 days do not have an energy quantity as discrepant as compared to the shorter cycles between 8 and 32 days. This occurs because in the southernmost regions of Brazil, the passage of meteorological systems occurs more frequently and intensely than in other regions, significantly affecting sediment transport and interfering with the variability pattern on a seasonal and annual scale. It can also be observed that, in the years of 1990, 2000 and 2010, the interannual cycles are more energetic, reflecting their relevance in the global

spectrum, Fig. 5.5 (f).

Thus, the shorter cycles always occur and, like the others, are energetic, however, it is possible to conclude that for the global context of the analysis, the annual and interannual cycles are the most important for the control of longshore sediment transport. In addition, it can be emphasized that the interannual cycles contribute to a more frequently and well defined longshore sediment transport in the northeast and north of the Brazilian coast.

## 5.4. Conclusions

Considering the numerical modeling of the waves generated by the wind during a period of 37 years, it was possible to estimate the annual means of sediment transport for 85 points along the entire Brazilian coast. The 4 methodologies applied in the calculations proved to be satisfactory, with the exception of the formulation of CERC (1984), with the parameter  $K$  equals to 0.39, which was not suitable for any region. The formulation of Kamphuis (1991) was applied in most of the points, however, the formulation of CERC (1984), with the  $K$  calibrated by Kamphuis et al. (1986), covered most of the Brazilian coast.

In relation to the obtained sedimentary rates, the highest occurred in the Northeast Region of Brazil, emphasizing the sector between Pina (Pernambuco) and Piaçabuçu (Alagoas), with averages up to  $844\,320\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . Another sector that presented high transport values refers to Maraú and Ilhéus, both in Bahia, with an average of approximately  $650\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . In the state of Rio de Janeiro, Saquarema and Barra da Tijuca stood out, with values closer to  $690\,000\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ . On the other hand, the lowest averages occurred in different analyzed regions, the lowest in Meia Praia (Santa Catarina) with  $13\,497\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , followed by Mucuri (Bahia) with  $22\,577\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ , and Ilha Comprida (São Paulo) with  $24\,067\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ .

Although only three sedimentary fractions were considered to characterize the sedimentology of the study region, these were appropriate for each stretch, since they did not affect the results very significantly. In fact, it is suggested that in future studies a more refined sedimentological data set should be used, further improving the results. In addition, the choice of other formulas to calculate sediment transport can also be considered, allowing a comparison with the results presented in this article.

The spatial and temporal variability analysis presented important aspects in relation to the influence of variability cycles in the longshore sediment transport. For the northern regions of Brazil, the interannual cycles were more frequent and energetic than in the southern regions of Brazil, where shorter cycles were significant also. The high frequency of the annual and interannual cycles during the 37 years occurred in the sector between Maranhão and Rio Grande do Norte, as well as between Bahia and Rio de Janeiro. In the other stretches of the Brazilian region, these cycles of long period occurred transiently, being masked by cycles of shorter period.

In addition, the high intensity and energy of the long period cycles were also observed in the years of 1980, 1982, 1984, 1986 1989, 1991, 1994, 1997, 2002 to 2006, 2010 to 2013 and 2015,

being related to the occurrence of the ENSO phenomenon. After the 90<sup>th</sup>, the intensification and the increase in the frequency of these cycles can also be verified, highlighting the year of 2010, when it becomes evident that these events have become more energetic. This fact also makes possible a future study to clarify the causes of the intensification and increase in the frequency of occurrence of the interannual cycles in recent years.

The temporal variability analysis of the transport also allowed the conclusion that the short period cycles, related to the passage of meteorological systems, are always present throughout the year in the different regions, especially the south region that is strongly affected by the action of low pressure atmospheric features. However, such cycles lose their relevance as mechanisms to promote sediment transport when compared to annual and interannual cycles, which carry a greater amount of energy and, therefore, become more significant in the scale of variability of this study.

Thus, the present article contributes with relevant information about longshore sediment transport, highlighting the annual averages and the dominant drift, along the entire Brazilian coast. In addition, important questions about the influence of cycles of variability in the study region are discussed, emphasizing the importance of the longer period events for the control of sedimentary transport in the Brazilian coast.

## 5.5. Acknowledgments

The authors would like to thanks the National Center for Supercomputing (CESUP) - Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), who helped with the development of this work. Thank you also to the ECMWF by oceanographic and meteorological data used in the model boundary conditions, the consortium Open TELEMAC-MASCARET by providing the TELEMAC system charge and the National Laboratory of Scientific Computing (LNCC) by making use of the supercomputer Santos Dumont. This study was financed in part by the *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* - Brasil (CAPES) - Finance Code 001, and was supported by the *Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul* (FAPERGS) under contract 17/2551-001159-7, and by the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq) under the contract 304227/2016-1.

## 6. CONCLUSÃO

A partir da modelagem numérica das ondas geradas pelo vento, durante um período de 37 anos (1979 a 2015), foi possível obter e analisar os parâmetros de altura significativa, período de pico e direção de incidência das ondas, apresentados na forma de campos médios, em toda a Plataforma Continental Brasileira. A partir disso, as médias anuais do transporte longitudinal de sedimentos foram estimadas, assim como a direção dominante da deriva litorânea e sua variabilidade espaço-temporal.

Os resultados do clima ondulatório demonstraram, em um primeiro momento, uma alta diversidade ao longo de toda a Plataforma Continental Brasileira, para as variáveis de altura significativa e direção de incidência das ondas, notando-se uma diferença considerável entre as regiões norte e sul.

De forma mais específica, podem ser destacadas as seguintes conclusões:

- As maiores médias de altura significativa das ondas ocorreram na Região Sul, onde foram observados valores próximos a 2 m na região offshore. Já nas proximidades da costa, as médias atingiram até 1,4 m no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina, e 0,8 m no Paraná;
- As menores médias de altura significativa ocorreram nas regiões Norte e Nordeste, com valores próximos a 1,4 m na região offshore e 0,6 m na zona costeira, com destaque para as zonas próximas à foz do Rio Amazonas, onde os resultados foram praticamente nulos;
- Na Região Sudeste, as médias de altura significativa atingiram um máximo de 1,4 m na região offshore e cerca de 0,8 m na zona costeira. Exceções ocorreram na região offshore de Cabo Frio e do Cabo de São Thomé, ambos no Rio de Janeiro, onde os valores se aproximaram de 1,8 m;
- O ângulo de incidência das ondas demonstrou que, frequentemente, entre os estados do Rio Grande do Sul e do Rio de Janeiro, as ondas são advindas de Sul e Sudeste. Para o setor entre o Espírito Santo e o Rio Grande do Norte, a direção dominante de incidência das ondas é de Leste. Por fim, no setor norte do Brasil, a partir do estado do Ceará até o Amapá, foi observado que as ondas incidem de Leste e Nordeste;
- O período de pico médio das ondas, diferentemente das outras variáveis, resultou semelhante ao longo de toda a Plataforma Continental Brasileira, com valores próximos a 9 s. No Rio Grande do Sul, no setor sul da Bahia e na Região Norte, os valores ficaram abaixo de 7 s, com destaque para a foz do Rio Amazonas, onde as médias atingiram cerca de 4 s na zona costeira.

Para o cálculo das médias anuais do transporte longitudinal de sedimentos foram consideradas quatro metodologias. A formulação do Kamphuis (1991) e do CERC (1984) foram aplicadas, sendo esta com o parâmetro  $K$  calibrado por Kamphuis et al. (1986), Mil-Homens et al. (2013) ou seguindo o valor padrão de 0,39. Para esta seção, podem ser destacadas as seguintes conclusões:

- Três metodologias aplicadas nos cálculos se mostraram satisfatórias, com exceção da formulação do CERC (1984), com o parâmetro  $K$  igual a 0,39, que não foi identificada como a mais adequada para nenhum dos trechos por superestimar os resultados;
- A formulação do Kamphuis (1991) e a formulação do CERC (1984), com o  $K$  calibrado por Kamphuis et al. (1986), foram consideradas apropriadas para um total de 12 estados brasileiros, conforme a validação, sendo a primeira aplicada em 6 estados da Região Nordeste, enquanto a segunda foi aplicada em 6 estados das regiões sul, sudeste e nordeste;
- A fórmula do CERC (1984), com o  $K$  calibrado por Mil-Homens et al. (2013), foi considerada mais adequada para 3 estados da Região Nordeste;
- As maiores taxas calculadas para o transporte longitudinal de sedimentos ocorreram na Região Nordeste, destacando-se o trecho entre Pina (Pernambuco) e Piaçabuçu (Alagoas), com médias de até  $844\,320\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ . Além disso, destaca-se os pontos em Maraú e Ilhéus, ambos na Bahia, com médias de aproximadamente  $650\,000\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ ;
- As menores médias ocorreram em todas as regiões analisadas, sendo a mais baixa na Região Sul, em Meia Praia (Santa Catarina), com  $13\,497\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ , seguida pela Região Nordeste, em Mucurí (Bahia), com  $22\,577\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ , e na Região Sudeste, em Ilha Comprida (São Paulo), com  $24\,067\text{ m}^3\text{ ano}^{-1}$ ;
- Os padrões de transporte de sedimentos mostraram-se altamente influenciados pelo clima de ondas, uma vez que mudanças na altura significativa e na direção de incidência das ondas causaram alterações nas taxas e nas direções da deriva litorânea. Assim, as médias de transporte sedimentar variaram consideravelmente, mesmo para regiões vizinhas, causando zonas de divergência e convergência em diversos pontos analisados.

Para concluir a avaliação do transporte longitudinal de sedimentos, os ciclos de variabilidade, ao longo dos 37 anos simulados, foram investigadas para toda a costa brasileira, sendo aplicada a análise de ondaletas. Desta forma, foram obtidas as seguintes conclusões:

- Os ciclos interanuais, associados ao fenômeno El Niño Oscilação Sul, resultaram mais frequentes e energéticos nas regiões mais ao norte do Brasil. Por outro lado, os ciclos de curto período, relacionados à passagem de sistemas meteorológicos, foram mais significativos nas regiões mais ao sul;
- Os ciclos anuais e interanuais tiveram uma alta frequência ao longo dos 37 anos nos setores entre o Maranhão e o Rio Grande do Norte e entre a Bahia e o Rio de Janeiro. Nos demais trechos da costa brasileira, estes ciclos de longo período ocorreram de forma transiente, sendo mascarados por ciclos de mais curto período;
- Os ciclos de período curto estão sempre presentes ao longo do ano nas diferentes regiões, mas perdem sua relevância como mecanismos efetivos de transporte sedimentar quando são comparados aos ciclos anuais e interanuais, que carregam uma quantidade maior de energia e, conseqüentemente, tornam-se mais significativos na escala de variabilidade deste estudo.

Por fim, é possível acrescentar que os resultados obtidos neste estudo foram consistentes quando comparados com outros estudos pretéritos, demonstrando médias e padrões de ondas e de transporte de sedimentos semelhantes, mesmo considerando as limitações do modelo Tomawac e as simplificações das formulações utilizadas. Simulações longas (maiores que 10 anos) possibilitam uma maior confiabilidade dos resultados, sendo necessárias para representar a dinâmica dos ciclos de variabilidade mais longos que ocorrem no ambiente, e são imprescindíveis em estudos que envolvem o comportamento do transporte sedimentar ao longo da costa.

Dessa forma, o presente estudo contribuiu com o estado da arte sobre o clima ondulatório e o transporte de sedimentos ao longo da costa brasileira, destacando-se as médias anuais e a deriva litorânea dominante. Além disso, questões importantes sobre a influência dos ciclos de variabilidade da região de estudo foram discutidas, ressaltando a importância dos eventos de longo período para o controle do transporte sedimentar no litoral brasileiro. Sendo assim, este estudo permitiu que partes interessadas em projetos de engenharia, que envolvam a gestão e o manejo sustentável da zona costeira, obtenham informações relevantes sobre tal temática, possibilitando uma identificação preliminar do movimento dos sedimentos ao longo de toda a costa brasileira.

## 7. LIMITAÇÕES DO ESTUDO E PROPOSTAS PARA TRABALHOS FUTUROS

### 7.1. Limitações do Estudo

No decorrer da elaboração deste estudo, devido às questões computacionais e às informações disponíveis na literatura, foram encontradas algumas limitações, que estão descritas a seguir.

- Primeiramente, conforme exposto no Capítulo 3 (Subseção 3.2.3), o modelo Tomawac possui algumas limitações em seu domínio de aplicação, não incluindo as áreas portuárias, e não sendo indicado para as regiões com feições costeiras muito complexas que possam gerar reflexão ou que necessitem de um resultado confiável da difração. Tal entrave poderia prejudicar a credibilidade dos resultados, alterando a resolução dos dados extraídos nas proximidades da zona de arrebentação. Entretanto, a validação do modelo Tomawac, apresentada no Capítulo 4 (Seção 4.3), indicou que não há impasse em relação à confiabilidade dos resultados do clima ondulatório na região de interesse, destacando que em alguns critérios, estes foram considerados excelentes;
- Outra limitação ocorreu devido às condições de contorno impostas no domínio numérico do modelo Tomawac, que devido à proximidade com as regiões sul e norte do Brasil, pode influenciar nos resultados, diminuindo sua confiabilidade. Dessa forma, optou-se por desconsiderar a análise do transporte longitudinal de sedimentos nas áreas afetadas, inclusive pelo fato da Região Norte ser dominada por meso e macro marés e, portanto, não havendo uma atuação tão significativa das ondas geradas pelo vento no transporte sedimentar, além da Região Sul, que já possui inúmeros trabalhos relacionados à esta temática;
- Ademais, o presente estudo não considerou a ação das marés astronômicas devido à inviabilidade técnica de realizar o acoplamento do modelo Tomawac com um modelo hidrodinâmico, em tempo hábil para a finalização do trabalho. Todavia, tal limitação não afetou os resultados de forma significativa, conforme comprovado pela validação do transporte longitudinal de sedimentos, apresentada no Capítulo 4 (Seção 4.4). Dentre todas as regiões analisadas, destaca-se a Região Nordeste, que apesar de ser a que mais sofre os efeitos das marés, obteve resultados muito próximos aos já existentes na literatura;
- Em relação ao transporte longitudinal de sedimentos, a limitação ocorreu devido ao fato das formulações permitirem nos cálculos a utilização de apenas uma fração sedimentar, apesar de que estas consideram tanto o transporte em suspensão quanto o de fundo. Sendo assim, houve a necessidade de simplificar os dados sedimentológicos ao longo de toda a costa brasileira, sendo utilizadas as cartas de sedimentos de fundo disponíveis pelo ReviZEE, e considerada a fração sedimentar dominante nos diferentes trechos. Entre-

tanto, conforme comprovado na validação, esta simplificação não afetou de forma muito significativa os resultados.

## 7.2. Propostas para Trabalhos Futuros

A partir das limitações apresentadas na seção anterior, algumas sugestões são indicadas de modo a permitir colaborações futuras e possibilitar melhorias em estudos relacionados ao transporte longitudinal de sedimentos.

- Para a análise do clima ondulatório brasileiro, é sugerido que o domínio numérico seja mais extenso, impedindo que as regiões sul e norte sofram influência das condições de contorno impostas. Além disso, o acoplamento do modelo Tomawac com um modelo hidrodinâmico também torna-se uma opção, de modo que as marés astronômicas sejam consideradas no estudo;
- Para o cálculo do transporte longitudinal de sedimentos, é proposto um refino mais detalhado dos dados sedimentológicos ao longo da costa brasileira, podendo ser considerado outros pontos para validação das fórmulas. Ademais, outras metodologias para o cálculo do transporte sedimentar podem ser aplicadas, possibilitando uma comparação com os resultados dos artigos produzidos neste estudo. Como outra opção, é sugerido o acoplamento do modelo de ondas com um modelo de transporte de sedimentos, possibilitando a utilização de mais de uma fração sedimentar e a realização de estimativas de balanço sedimentar;
- Como proposta de estudo futuro, conforme descrito no Capítulo 4, é sugerido uma maior análise das zonas de convergência e divergência que ocorrem devido ao transporte longitudinal de sedimentos, sendo investigado se tais fatores são responsáveis pelo deficit de sedimentos nos diferentes trechos costeiros. Para isso, é indicada uma análise do balanço sedimentar na costa brasileira, destacando a existência de segmentos com aspectos erosivos, além da associação do transporte de sedimentos com mudanças morfológicas na costa;
- Outra proposta, conforme descrito no Capítulo 5, refere-se à investigação dos motivos que causaram a intensificação e o aumento na frequência dos ciclos de longo período após a década de 90, e o aumento na energia destes eventos a partir do ano de 2010. Além disso, a alta intensidade e energia destes ciclos observada nos anos de 1980, 1982, 1984, 1986 1989, 1991, 1994, 1997, 2002 a 2006, 2010 a 2013 e 2015, também requer uma análise mais aprofundada.

## 8. REFERÊNCIAS

- ABREU, J. J., 2011. **Transporte Sedimentar Longitudinale Morfodinâmica Praia: Exemplo do Litoral Norte de Santa Catarina**. Tese, Universidade Federal de Santa Catarina.
- ACKERS, P. E WHITE, W. R. Sediment Transport: New Approach and Analysis. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 99, n. 1, p. 2041 – 2060, 1973.
- AIROLDI, L., ABBIATI, M., BECK, M. W., HAWKINS, S. J., JONSSON, P. R., MARTIN, D., MOSCHELLA, P. S., SUNDELÖF, A., THOMPSON, R. C., E ÅBERG, P. An Ecological Perspective on the Deployment and Design of Low-Crested and other Hard Coastal Defence Structures. **Coastal Engineering**, v. 52, n. 10-11, p. 1073–1087, 2005.
- ALMEIDA, C. T., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., DELGADO, R. C., CUBO, P., E RAMOS, M. C. Spatiotemporal rainfall and temperature trends throughout the brazilian legal amazon, 1973–2013. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 4, p. 2013–2026, 2017.
- ANTHONY, J. E., GARDEL, A., GRATIOT, N., PROISY, C., E ALLISON, M. A. The Amazon-influenced Muddy Coast of South America: a Review of Mud-bank – Shoreline Interactions. **Earth-Science Reviews**, pp. 99–121, 2010.
- ARAÚJO, C. E. S., FRANCO, D., MELO FILHO, E., E PIMENTA, F. M. Wave Regime Characteristics of the Southern Brazilian Coast. **Sixth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries**, v. XI, n. 097, p. 15, 2003.
- ARAÚJO, D. J. C., 2015. **Transporte Longitudinal De Sedimento Na Zona Costeira De Natal RN**. Dissertação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- ARAÚJO, R. E ALFREDINI, P. O Cálculo do Transporte de Sedimentos Litorâneo: Estudo de Caso das Praias de Suarão e Cibratel (Município de Itanhaém , São Paulo). **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, n. 2, p. 15–28, 2001.
- AWK, T. Tomawac User Manual Version 7.2, 2017.
- BAILARD, J. A. E INMAN, D. L. An Energetics Bedload Model for Plane Sloping Beach: Local Transport. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. C3, p. 2035 – 2043, 1981.
- BAPTISTA NETO, J. A. E SILVA, C. G. **Morfologia do Fundo Oceânico**. In Baptista Neto, J. A., Ponzi, V. R. A., e Sichel, S. E., editores, **Introdução à Geologia Marinha**. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 2004.
- BARLETTA, R. C., 2000. **Efeito da interação oceano- atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral**. Tese, Universidade Federal do Rio Grande.

- BASTOS, A. C. E SILVA, C. G. Caracterização morfodinâmica do litoral Norte Fluminense, RJ, Brasil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 1, p. 41–60, 2000.
- BAYRAM, A., LARSON, M., E HANSON, H. A new formula for the Total Longshore Sediment Transport Rate. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 9, p. 700–710, 2007.
- BAYRAM, A., LARSON, M., MILLER, H. C., E KRAUS, N. C. Cross-Shore Distribution of Longshore Sediment Transport - Comparison between Predictive Formulas and Field Measurements. **Coastal Engineering**, v. 44, n. 2, p. 79–99, 2001.
- BENOIT, M., MARCOS, F., E BECQ, F. Development of a Third Generation Shallow-Water Wave Model with Unstructured Spatial Meshing. In **25th International Conference on Coastal Engineering: Book of Abstracts**, pp. 465–478, New York. American Society of Civil Engineers, 1996.
- BIJKER, E. W., 1967. **Some considerations about Scales for Coastal Models with Movable Bed**. Tese, Civil Engineering and Geosciences - TU Delft.
- BIJKER, E. W. Littoral Drift as Function of Waves and Current. In **Coastal Engineering Proceedings**, 1968.
- BITTENCOURT, A. C., LEÃO, Z. M., KIKUCHI, R. K., E DOMÍNGUEZ, J. M. Deficit of sand in a sediment transport model favors coral reef development in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 80, n. 1, p. 205–214, 2008.
- BITTENCOURT, A. C. D. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., MARTIN, L., E SILVA, I. R. Patterns of sediment dispersion coastwise the State of Bahia - Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 72, n. 2, p. 271–287, 2000.
- BITTENCOURT, A. C. D. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., MARTIN, L., E SILVA, I. R. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview. **Marine Geology**, v. 219, n. 4, p. 219–234, 2005.
- BITTENCOURT, A. C. S. P., MARTIN, L., DOMINGUEZ, J. M. L., SILVA, I. R., E SOUSA, D. L. A significant longshore transport divergence zone at the Northeastern Brazilian coast: Implications on coastal Quaternary evolution. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 74, n. 3, p. 505–518, 2002.
- BONETTI, J., RUDORFF, F. D. M., CAMPOS, A. V., E SERAFIM, M. B. Geoindicator-Based Assessment of Santa Catarina (Brazil) Sandy Beaches Susceptibility to Erosion. **Ocean and Coastal Management**, pp. 1–11, 2017.
- BOURBAN, S. E., COUCH, S. J., BALDOCK, A., E CHEESEMAN, S. Coastal Shelf Model of Northern European Waters to inform Tidal Power Industry Decisions. In Bourban, S.,

- Durand, N., e Hervouet, J. M., editores, **XIX TELEMAT MASCARET - User Conference**, pp. 143–150, Oxford. HR Wallingford, 2012.
- BRAGA, M. F. E KRUSCHE, N. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica**, v. 22, p. 27–40, 2000.
- CACHIONE, D. A., DRAKE, D. E., KAYEN, R. W., STERNBERG, R. W., KINEKE, G. C., E TAYLE, G. B. Measurements in the Bottom Boundary Layer on the Amazon Subaqueous Delta. **Marine Geology**, v. 125, p. 235–239, 1995.
- CALDWELL, J. M. Wave Action and Sand Movement near Anaheim Bay, California. Technical report, U. S. Army Corps of Engineers, Washington, D. C., 1956.
- CALLIARI, L. J. E KLEIN, A. H. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n. 1, p. 45–56, 1993.
- CAMARGO, O. A., SILVA, F. J. L., CUSTÓDIO, R. S., E GRAVINO, N. Atlas Eólico do Rio Grande do Sul. Technical report, Secretaria de Comunicação, Minas e Energia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, 2002.
- CARDOSO, S. D., MARQUES, W. C., KIRINUS, E. D. P., E STRINGARI, C. E. Levantamento Batimétrico usando Cartas Náuticas. In **13ª Mostra da Produção Universitária**, pp. 2, Rio Grande. Universidade Federal do Rio Grande, 2014.
- CASSAR, J. C. M. E NEVES, C. F. Aplicação das rosas de transporte litorâneo à costa fluminense. **Revista Brasileira de Engenharia**, v. 11, n. 1, p. 81–106, 1993.
- CASTELLO, J. P. E KRUG, L. C. **Introdução às Ciências do Mar**. Editora Textos, Pelotas, 2015.
- CASTILHOS, J. A. E GRÉ, J. C. R. Beach Morphodynamics and Sediment Transport along the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research SI**, v. 1, n. 39, p. 1756–1761, 2006.
- CASTRO, B. E MIRANDA, L. B. **Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf between 4°N and 34°S**. In Robinson, A. R. e Brink, K. H., editores, **The Sea - The Global Coastal Oceans**, capítulo Coastal Se, pp. 209–251. John Wiley & Sons, New York, 11ª edição, 1998.
- CASTRO, B. M., PEREIRA, A. F., DE CAROLI, A., NETO, H. F., PASCHOAL, G. C. A., DA SILVEIRA, I. C. A., E AMOR, C. C. **Correntes e massas de Água na plataforma continental**. In Martins, R. P. e Grossmann-Matheson, G. S., editores, **Meteorologia e Oceanografia**, pp. 191 – 254. Campus, Rio de Janeiro, 2015.

- CERC. **Shore Protection Manual**. U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Washington, D. C., 4<sup>a</sup> edição, 1984.
- CHAWLA, A., SPINDLER, D. M., E TOLMAN, H. L. Validation of a Thirty Year Wave Hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis Winds. **Ocean Modelling**, v. 70, p. 189–206, 2013.
- CLARK, R. R. **Beach Conditions in Florida: A Statewide Inventory and Identification of the Beach Erosion Problem Areas in Florida**. Florida Dept. of Natural Resources, 5<sup>a</sup> edição, 1993.
- CONTESTABILE, P., FERRANTE, V., E VICINANZA, D. Wave Energy Resource along the Coast of Santa Catarina (Brazil). **Energies**, v. 8, n. 12, p. 14219–14243, 2015.
- CONTTI NETTO, N., 2013. **Deriva litorânea e evolução da linha de costa no sul do Espírito Santo (Brasil)**. Thesis, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- CORNETT, A. M. A Global Wave Energy Resource Assessment. In **The International Society of Offshore and Polar Engineers (ISOPE)**, pp. 1–9, Mountain View, Califórnia, 2008.
- COUTINHO, P. N. Levantamento do Estado da Arte da Pesquisa dos Recursos Vivos Marinhos do Brasil. Technical report, Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (ReviZEE), Brasília, 2000.
- COWELL, P. J. E THOM, B. G. **Morphodynamics of Coastal Evolution**. In **Coastal Evolution Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**, pp. 33–86. Cambridge University Press, Cambridge, 1994.
- DERECZYNSKI, C. P. E MENEZES, W. F. **Meteorologia da Bacia de Campos**. In Martins, R. P. e Grossman-Matheson, G. S., editores, **Caracterização ambiental regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia**. Habitats, capítulo 1, pp. 1–54. Elsevier Ltd, Rio de Janeiro, Brazil, v.2<sup>a</sup> edição, 2015.
- DIAS, G. T. D. M. E DE MEDEIROS, M. F. Proposta de Metodologia para a Elaboração de Cartas Sedimentológicas. Technical report, Laboratório de Geologia Marinha - Universidade Federal Fluminense, 2014.
- DIAS, P. S., DIAS, M., SELUCHI, M., E DINIZ, F. O ciclone catarina: análise preliminar da estrutura, dinâmica e previsibilidade. In **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.
- DILLENBURG, S. R., BARBOZA, E. G., TOMAZELLI, L. J., HESP, P. A., CLEROT, L. C. P., E AYUP-ZOUAIN, R. N. **The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul**. In Dillenburg, S. R. e Hesp, P. A., editores, **Geology and Geomorphology of Holocene**

- Coastal Barriers of Brazil**, capítulo 3, pp. 53–91. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009.
- DOMINGUEZ, J. M. L. **The Coastal Zone of Brazil: an overview**. In Dillenburg, S. R. e Hesp, P. A., editores, **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**, pp. 16 – 20. Springer, Berlim, 2009.
- EDWARDS, E. C., CRADDEN, L. C., INGRAM, D. M., E KALOGERI, C. Verification within Wave Resource Assessments. Part 1: Statistical Analysis. **International Journal of Marine Energy**, v. 8, p. 50–69, 2014.
- EL-ROBRINI, M., MARQUES, V., DA SILVA, M. A. M. A., EL-ROBRINI, M. H. S., FEITOSA, A. C., TAROUÇO, J. E. F., DOS SANTOS, J. H. S., E VIANA, J. R. **Maranhão**. In Muehe, D., editor, **Erosão E Progradação Do Litoral Brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente (MMA), Brasília, 2006.
- ENGELUND, F. E HANSEN, E. **Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams**. Teknisk Forlag Skelbregade, Copenhagen, 1967.
- ESPINDOLA, R. L. E ARAÚJO, A. M. Wave Energy Resource of Brazil: An Analysis from 35 years of ERA-Interim Reanalysis Data. **PLOS ONE**, 2017.
- GALVIN, C. J., 1963. **Longshore Currents on a Laboratory Beach**. Tese, Instituto de Tecnologia de Massachusetts.
- GIOSAN, L., BOKUNIEWICZ, H., PANIN, N., E POSTOLACHE, I. Longshore Sediment Transport Pattern along Romanian Danube Delta Coast. **Marine Geosciences Center**, 1996.
- GOBBI, E. F., 1997. **Gerenciamento Costeiro: Análise de casos do litoral do Paraná sob a perspectiva da Engenharia Costeira**. Tese, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- GORDON, A. Brazil-Malvinas Confluence 1984. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research**, v. 36, n. 3, p. 359–361, 1989.
- GRIGGS, G. B. E TRENHAILE, A. S. **Coastal Cliffs and Plataforms**. In C., R. W. G. C. e Wooddroffe, D., editores, **Coastal Evolution Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**, pp. 450. Cambridge University Press, Cambridge, 1994.
- GUIMARÃES, P. V., FARINA, L., E TOLDO JR., E. E. Analysis of Extreme Wave Events on the Southern Coast of Brazil. **Natural Hazards and Earth System Science**, v. 14, n. 12, p. 3195–3205, 2014.
- GUIMARÃES, R. C., OLEINIK, P. H. P., KIRINUS, E. D. P. E., LOPES, B. B. V., TROMBETTA, T. T. B., MARQUES, W. C. W., LOPES, B. B. V., DE PAULA KIRINUS, E.,

- LOPES, B. B. V., TROMBETTA, T. T. B., E MARQUES, W. C. W. An overview of the Brazilian continental shelf wave energy potential. **Regional Studies in Marine Science**, v. 25, p. 100446, 2019.
- GURGEL, D. D. F., 2017. **Modelagem do Transporte de Sedimentos na Zona Costeira da Barreira do Inferno-RN, Através do SMC-Brasil**. Tese, Universidade Federal do Rio Grande Do Norte.
- HALLAK, R. E PEREIRA, A. J. Metodologia para Análise de Desempenho de Simulações de Sistemas Convectivos na Região Metropolitana de São Paulo com o Modelo ARPS: Sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 4, p. 591–608, 2011.
- HASSELMANN, S., HASSELMANN, K., BAUER, E., JANSSEN, P. A. E. M., KOMEN, G. J., BERTOTTI, L., LIONELLO, P., GUILLAUME, A., CARDONE, V. C., GREENWOOD, J. A., REISTAD, M., ZAMBRESKY, L., E EWING, J. A. The WAM Model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 12, p. 1775–1810, 1988.
- HOLE, W. Continental Margin off Sergipe and Alagoas, Northeastern Brazil: A Reconnaissance Geophysical Study of Morphology and Structure. **Marine Geology**, v. 20, n. 4, p. 345–361, 1976.
- HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**. Cambridge University Press, Cambridge, 1<sup>a</sup> edição, 2007.
- HOLTHUIJSEN, L. H., BOOJI, N., E HAAGSMA, I. J. G. Comparing 1st, 2nd and 3rd Generation Wave Modelling. In **Proceedings of 26th Conference on Coastal Engineering**, pp. 140–149, Copenhagen. American Society of Civil Engineers, 1998.
- INNOCENTINI, V., PRADO, S. C. C., PEREIRA, C. S., ARANTES, F. O., E N., B. I. Marulhos no litoral norte do Brasil geradas por furacões: Caso 24 de outubro de 1999. In **Abstracts of the XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000.
- JANSSEN, P. A. E. M., HANSEN, B., BIDLOT, J. R., AL, J. E. T., E IDLOT, J. E. A. N. A. B. Verification of the ECMWF wave forecasting system against buoy and altimeter data. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 4, p. 763–784—, 1997.
- KAMPHUIS, J. W. Alongshore Sediment Transport Rate. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 117, n. 6, p. 624, 1991.
- KAMPHUIS, J. W. **Introduction to Coastal Engineering and Management**. World Scientific, Singapura, 2001.

- KAMPHUIS, J. W., DAVIES, M. H., NAIRN, R. B., E SAYAO, O. J. Calculation of littoral sand transport rate. **Coastal Engineering**, v. 10, n. 1, p. 1–21, 1986.
- KING, D. B. Influence of Grain Size on Sediment Transport Rates with Emphasis on the Total Longshore Rate. Technical report, U. S. Army Research and Development Center, 2005.
- KIRINUS, E. D. P., OLEINIK, P. H., COSTI, J., E MARQUES, W. C. Long-term simulations for ocean energy off the brazilian coast. **Energy**, v. 163, p. 364 – 382, 2018.
- KLEIN, A. H. D. F., MENEZES, J. T., DIEHL, F. L., DE ABREU, J. G. N., POLETTE, M., SPERB, R. M., SPERB, R. C., E HORN, N. **Santa Catarina**. In Muehe, D., editor, **Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro Litoral Brasileiro**, pp. 401–436. Ministério do Meio Ambiente (MMA), Brasília, 2006.
- KOMAR, P. D. volume 79. Prentice Hall, 2<sup>a</sup> edição, 1997.
- KOMAR, P. D. E INMAN, D. L. Longshore Sand Transport on Beaches. **Journal of Geophysical Research**, v. 75, n. 30, p. 14, 1970.
- KRUSCHE, N., SARAIVA, J. M. B., E REBOITA, M. S. Normais Climatológicas provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande, RS. **Imprensa Univesitária**, v. 1, p. 84, 2002.
- KUMAR, V. S., PEDNEKAR, P., CHANDRAMOHAN, P., KUMAR, K. A., E GOWTHAMAN, R. Longshore Currents and Sediment Transport along Kannirajapuram Coast, Tamilnadu, India. **Journal of Coastal Research**, v. 16, n. 2, p. 247–254, 2000.
- LIMA, D. K. S., LEÃO, R. P. S., DOS SANTOS, A. C. S., DE MELO, F. D. C., COUTO, V. M., DE NORONHA, A. W. T., E OLIVEIRA, D. S. Estimating the Offshore Wind Resources of the State of Ceará in Brazil. **Renewable Energy**, v. 83, p. 203–221, 2015.
- LIMA, S. F., ALMEIDA, L. E., E TOLDO JÚNIOR, E. E. 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**, v. 28, n. 2, p. 99–107, 2002.
- LISBOA, R. C., TEIXEIRA, P. R. F., E FORTES, C. J. Numerical Evaluation of Wave Energy Potential in the South of Brazil. **Energy**, v. 121, p. 176–184, 2017.
- LIU, Y., LIANG, X. S., E WEISBERG, R. H. Rectification of the Bias in the Wavelet Power Spectrum. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, p. 2093–2102, 2007.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. Longshore Currents generated by Obliquely Incident Sea Waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 75, n. 33, p. 6778– 6801, 1970.
- LYNCH, D. R., IP, J. T. C., NAIMIE, C. E., E WERNER, F. E. Comprehensive Coastal Circulation Model with Application to the Gulf of Maine. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 7, p. 875–906, 1996.

- MACHADO, K. M., ALVES, A. R., E FERNANDEZ, G. B. Clima de Ondas e Transporte Litorâneo na Planície Deltaica do Rio Paraíba do Sul, Litoral Norte do estado do Rio de Janeiro. In **III Encontro Latino Americano de Geomorfologia**, pp. 1–15, 2018.
- MALISKA, C. R. **Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos Computacionais**. LTC, Rio de Janeiro, 2<sup>a</sup> edição, 2004.
- MARCELINO, A. M. T., PINHEIRO, L. R. D. S. G., E COSTA, J. R. S. Planejamento participativo para a gestão da orla marítima de Galinhos/RN, nordeste brasileiro, com apoio de sensores remotos e modelagem costeira. **Revista Desenvolvimento e Meio Ambiente**, v. 44, p. 118–139, 2018.
- MARONE, E. E JAMIYANAA, D. Tidal Characteristics and a Variable Boundary Numerical Model for the M2 tide for the Estuarine Complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. **Revista Nerítica**, v. 11, n. 1-2, p. 95–107, 1997.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., E FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP**, v. 15, p. 186, 1993.
- MARTINHO, C. T., DILLENBURG, S. R., E HESP, P. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 252, n. March, p. 285–293, 2009.
- MARTINS, L. R. E COUTINHO, P. N. The Brazilian Continental Margin. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 87–107, 1981.
- MCGREGOR, G. R. E NIEUWOLT, S. **Tropical Climatology: An Introduction to the Climates of the Low Latitudes**. Wiley, New York, 1<sup>a</sup> edição, 1998.
- MELO, E., HAMMES, G. R., FRANCO, D., E ROMEU, M. A. R. Avaliação de Desempenho do Modelo WW3 em Santa Catarina. In **III Seminario e Workshop em Engenharia Oceanica**, 2008.
- MENEZES, W. F. E DIAS, M. A. F. D. S. Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto. In **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 1998.
- MENEZES, W. F. E DIAS, M. A. F. D. S. Aspectos termodinâmicos de sistemas de baixas pressões profundas associadas a tempestades: uma comparação entre os casos “Ribeirão Preto” e “Catarina”. In **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004.
- MIL-HOMENS, J., RANASINGHE, R., VAN THIEL DE VRIES, J. S. M., E STIVE, M. J. F. Re-evaluation and Improvement of Three Commonly Used Bulk Longshore Sediment Transport Formulas. **Coastal Engineering**, v. 75, p. 29–39, 2013.

- MILLER, H. C. Field Measurements of Longshore Sediment Transport during Storms. **Coastal Engineering**, v. 36, n. 4, p. 301–321, 1999.
- MÖLLER, O. O., LAZURE, P. C., E PASCAL, J. C. S. The influence of local and non-local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. **Estuaries and Coasts**, v. 24, n. 2, p. 297–311, 2001.
- MONACHE, L. D., NIPEN, T., LIU, Y., ROUX, G., E STULL, R. Kalman Filter and Analog Schemes to Postprocess Numerical Weather Predictions. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 11, p. 3554–3570, 2011.
- MOURA, M. R. E MORAIS, J. O. Análise do balanço sedimentar da faixa de praia do litoral oeste de aquiraz, ceará. **Revista de Geologia**, v. 24, p. 187–198, 2011.
- MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 2, p. 157–169, 1998.
- MUEHE, D. Brazilian Coastal Vulnerability to Climate Change. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**, v. 5, p. 173 –183, 2010.
- MUEHE, D. **Panorama da erosão costeira no Brasil**. Ministério do Meio Ambiente (MMA), 2018.
- MUEHE, D. E CORRÊA, C. H. T. **The Coastline between Rio de Janeiro and Cabo Frio**. In Neves, C., editor, **Coastlines of Brazil**, pp. 110–123. American Society of Civil Engineers (ASCE), New York, NY, 1989.
- MUEHE, D., LIMA, C. F., E LINS-DE BARROS, F. M. **Rio de Janeiro**. In Muehe, D., editor, **Erosão E Progradação Do Litoral Brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente (MMA), Brasília, 2006.
- NEMES, D. D., 2011. **Caracterização das Ondas de Superfície na Plataforma Interna do Estado do Paraná**. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Paraná.
- NEVES, C. F. E MUEHE, D. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. **Parcerias Estratégicas**, v. 27, p. 217–296, 2008.
- NEVES, R., BASTOS, A. C., E NEVES, R. C. Transporte sedimentar em baías costeiras : estudo de caso nas Baías de Vitória e Espírito. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 30, n. 2, p. 181–189, 2012.
- NICOLODI, J. L., SIEGLE, E., RECHDEN, F. R., E CORRÊA, I. C. S. **Análise sedimentológica do pós-praia no Rio Grande do Sul**. In Martins, L. R., Toldo Jr., E. E., e Dillenburg, S. R., editores, **Erosão Costeira: Causas, análise de risco e sua relação com a gênese de depósitos minerais**. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO, Porto Alegre - RS, 2002.

- OLEINIK, P. H., KIRINUS, E. P., FRAGASSA, C., MARQUES, W. C., E COSTI, J. Energetic potential assessment of wind-driven waves on the south-southeastern brazilian shelf. **Journal of Marine Science and Engineering**, v. 7, p. 25, 2019a.
- OLEINIK, P. H., MARQUES, W. C., E KIRINUS, E. D. P. Estimate of the Wave Climate on the Most Energetic Locations of the South-Southeastern Brazilian Shelf. **Defect and Diffusion Forum**, v. 370, p. 130–140, 2017.
- OLEINIK, P. H., TROMBETTA, T. B., GUIMARÃES, R. C., DE PAULA KIRINUS, E., E MARQUES, W. C. Comparative study of the influence of a wave energy converter site on the wave field of laguna, sc, brazil. **Sustainable Energy Technologies and Assessments**, v. 31, p. 262 – 272, 2019b.
- OLIVEIRA, F. S. B. F. Wave climate modelling south of rio de janeiro in brazil. **Continental Shelf Research**, v. 22, n. 14, p. 2021 – 2034, 2002.
- OLIVEIRA, F. S. B. F., OLIVEIRA, T. C. A., SILVA, R., E LARANGEIRO, S. H. C. D. Dinâmica sedimentar do trecho litoral praia da vieira - praia velha - hidrodinâmica e transporte longitudinal de sedimentos. In **VII Congresso da Água**, pp. 15, 2004.
- OLIVEIRA, M. J. D., CARNEIRO, C. D. R., VECCHIA, F. A. D. S., E BAPTISTA, G. M. D. M. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. **Terrae Didactica**, v. 13, n. 3, p. 149–184, 2017.
- OLIVEIRA, T. C. A., ALBINO, J., E VENANCIO, I. Transporte longitudinal de sedimentos no litoral da planície deltaica do Rio Doce. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 1, p. 20 – 25, 2015.
- OSBORNE, P. D. E ROOKER, G. A. Sand Re-Suspension Events in a High Energy Infragravity Swash Zone. **Journal of Coastal Research**, v. 15, n. 1, p. 74–86, 1999.
- PALMA, J. J. C. **Geomorfologia da Plataforma Continental Norte Brasileira**. In **Projeto REMAC - Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes**, pp. 25–51. Série Projeto REMAC, Rio de Janeiro, 7ª edição, 1979.
- PATCHINEELAM, M. S. **Circulação Oceânica**. In Neto, J. A. B., Ponzi, V. R. A., e Sichel, S. E., editores, **Introdução à Geologia Marinha**, pp. 153–173. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 2004.
- PAULA, D. P. Erosão Costeira e Estruturas de Proteção no Litoral da Região Metropolitana de Fortaleza (Ceará, Brasil): Um Contributo para Artificialização do Litoral. **Revista Eletrônica do PRODEMA**, v. 9, n. 1, p. 73–86, 2015.
- PEROTTO, H., ESTEVES, L. S., ANTÔNIO, J., FONTOURA, S., LISNIOWSKI, M. A., WILLIAMS, J. J., E CALLIARI, J. Resultados Preliminares da Comparação das Taxas de

- Transporte Longitudinal de Areia calculadas para diferentes pontos da Costa entre Cassino e Chui - RS , Brasil . In **II Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica**, 2006.
- PETERSON, R. G. E STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South-Atlantic Ocean. **Progress In Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.
- PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F., E SIEGLE, E. Brazilian Offshore Wave Climate based on NWW3 Reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010.
- PITOMBEIRA, E. D. S., 1973. **Cálculo do Transporte Litorâneo de Sedimentos na Costa do Rio Grande do Sul, Tramandaí**. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PONTES, M. T., BARSTOW, S., BERTOTTI, L., CAVALERI, L., E OLIVEIRA-PIRES, H. Use of Numerical Wind-Wave Models for Assessment of the Offshore Wave Energy Resource. **Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering**, v. 119, n. 3, p. 184, 1997.
- RALSTON, D. K., JIANG, H., E FARRAR, J. T. Waves in the Red Sea: response to monsoonal and mountain gap winds. **Continental Shelf Research**, v. 65, p. 1–13, 2013.
- RIBEIRO, M., TABORDA, R., RODRIGUES, A., E SILVEIRA, T. M. Insights on Sediment Bypassing at Headland-bay Beaches : an example at the Portuguese West Coast. In **3<sup>as</sup> Jornadas de Engenharia Hidrográfica**, pp. 301–304, Lisboa, 2014.
- RICHARDSON, P. L., ARNAULT, S., GARZOLI, S., E BROWN, W. S. North Brazil Current Retroflection Eddies. **Journal Of Geophysical Research**, v. 99, n. 6, p. 997–1014, 1994.
- ROCHA, C. B., SILVEIRA, I. C. A., CASTRO, B. M., E LIMA, J. A. M. Vertical Structure, Energetics, and Dynamics of the Brazil Current System at 22°S–28°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, p. 52–69, 2014.
- RODRIGUES, R. R., ROTHSTEIN, L. M., E WIMBUSH, M. Seasonal Variability of South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 16–30, 2007.
- ROMÃO, S., BAPTISTA, P. R., E BERNARDES, C. A. Balanço Sedimentar Costeiro no troço litoral entre a Praia da Barra e a Praia de Mira. **VIII Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa**, pp. 104, 2015.
- ROMÃO, S., 2014. **Balanço sedimentar costeiro no troço litoral entre a praia da Barra e a praia de Mira**. Thesis, Universidade de Aveiro.
- SCHETTINI, C. A. F., VALLE-LEVINSON, A., E TRUCCOLO, E. C. Circulation and Transport in Short, Low-Inflow Estuaries under Anthropogenic Stresses. **Regional Studies in Marine Science**, v. 10, p. 52–64, 2017.

- SCHOONEES, J. S. E THERON, A. K. Improvement of the Most Accurate Longshore Transport Formula. **25th International Conference on Coastal Engineering**, pp. 3652–3665, 1996.
- SHORT, A. D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. John Wiley & Sons, New York, NY, 1999.
- SHORT, A. D. E KLEIN, A. H. D. F. **Brazilian Beach Systems**. Springer Nature, Boca Raton , Flórida, EUA, 2016.
- SIEGLE, E. E ASP, N. E. Wave Refraction and Longshore Transport Patterns Along the Southern Santa Catarina Coast. **BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY**, v. 55, n. 2, p. 109–120, 2007.
- SIGNORINI, S. R., MIRANDA, L. B., EVANS, D. L., STEVENSON, M. R., E INOSTROZA, H. M. Corrente do Brasil: Estrutura Térmica entre 19º e 25º S e Circulação Geostrófica. **Boletim Instituto Oceanográfico**, v. 37, n. 1, p. 33–49, 1989.
- SILVA, A., LEITÃO, J., DIAS, A., COLI, A., FACHIN, S., E LONTRA, G. Evaluation of Sediment Transport Processes in the Port of Fortaleza - Brazil. In **International Conference on Coastal Engineering**, pp. 3742–3754, 2000.
- SILVA, G. L., DOURADO, M. S., E CANDELLA, R. N. Estudo Preliminar da Climatologia da Ressurgência na Região de Arraial do Cabo, RJ. In **XI EnaPET**, pp. 11, Florianópolis, 2006.
- SILVA, G. V., TOLDO, E. E., KLEIN, A. H. D. F., SHORT, A. D., E WOODROFFE, C. D. Headland Sand Bypassing - Quantification of Net Sediment Transport in Embayed Beaches, Santa Catarina Island North Shore, Southern Brazil. **Marine Geology**, v. 379, p. 13–27, 2016.
- SILVA, G. V., TOLDO, E. E., KLEIN, A. H. F., E SHORT, A. D. The influence of wave, wind and tide-forced currents on headland sand bypassing – Study case: Santa Catarina Island north shore, Brazil. **Geomorphology**, v. 312, p. 1–11, 2018.
- SILVA, I. R., BITTENCOURT, A. C. D. S. P., E DOMINGUEZ, J. M. L. Modelagem de Ondas como Subsídio para a Gestão Ambiental das Praias da Costa do Descobrimento, Sul do Estado da Bahia. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, pp. 4691–4697, 2007.
- SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., DE GODOI, S. S., E IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

- SILVEIRA, J. D. **Morfologia do Litoral**. In Azevedo, A., editor, **Brasil: a terra e o homem**, pp. 253–305. Companhia Editora Nacional, São Paulo, 1<sup>a</sup> edição, 1964.
- SILVESTER, R. E HSU, J. R. C. **Coastal Stabilization: Innovative Concepts**. World Scientific, 1997.
- SOUZA, C. R. D. G. Coastal Erosion Risk Assessment, Shoreline Retreat Rates and Causes of Coastal Erosion along the State of Sao Paulo Coast, Brazil. **Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2, p. 459–474, 2002.
- SOUZA, C. R. D. G. A Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Costeira no Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 9, n. 1, p. 17–37, 2009.
- SOUZA, C. R. D. G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. D. S., E DE OLIVEIRA, P. E. **Praias Arenosas e Costeiras**. In **Quaternário do Brasil**, pp. 130–152. Holos, Ribeirão Preto, São Paulo., 1<sup>a</sup> edição, 2005.
- SOUZA, M. A. D. L. Benefícios Ambientais no Controle de Erosão Costeira com o uso do Dissipador de Energia “Bagwall” no Litoral de Alagoas. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 8, n. 2, p. 139–148, 2008.
- SOUZA FILHO, P. W. M. Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensoresremotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 4, p. 427–435, 2005.
- SOUZA FILHO, P. W. M., GONÇALVES, F. D., RODRIGUES, S. W. P., COSTA, F. R., E MIRANDA, F. P. Multi-sensor data fusion for geomorphological and environmental sensitivity index mapping in the Amazonian mangrove coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. II, n. 56, p. 1592–1596, 2009.
- SPLINTER, K. D., GOLSHANI, A., STUART, G., E TOMLINSON, R. Spatial and Temporal Variability of Longshore Transport along Gold Coast, Australia. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 1, n. 32, p. 95, 2011.
- TEEGAVARAPU, R. S. V. **Floods in a Changing Climate: Extreme Precipitation**. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2012.
- TESSLER, M. G. E GOYA, S. C. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 11–23, 2005.
- THOALDO, C. A., 2011. **Transporte de sedimentos na costa do Paraná**. Tese, Universidade Federal do Paraná.
- TOMAZELLI, L. J. O Regime de Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, v. 20, n. 1, p. 18–26, 1993.

- TORRENCE, C. E. E COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998.
- TORRES, A. M. E EL-ROBRINI, M. **Amapá**. In Muehe, D., editor, **Erosão E Progradação Do Litoral Brasileiro**. Ministério do Meio Ambiente (MMA), Brasília, 2006.
- TOZZI, H. A. D. M. E CALLIARI, L. J. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 27, n. 1, p. 29–42, 2000.
- TRENBERTH, K. The definition of el niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2771–2777, 1997.
- TROMBETTA, T. B., OLEINIK, P. H., GUIMARÃES, R. C., COSTI, J., E MARQUES, W. C. Longshore transport on the brazilian coast. **Marine Geology - Submitted**, 2019.
- VAN RIJN, L. C. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 10, 1984.
- VAN RIJN, L. C. Longshore Transport. In **28th Conference on Coastal Engineering**, pp. 2439–2451, Cardiff, UK, 2002.
- VEIGA, F. A., ANGULO, R. J., MARONE, E., E BRANDINI, F. P. Características sedimentológicas da plataforma continental interna rasa na porção central do Litoral Paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 55, p. 67–75, 2004.
- VELEDA, D., MONTAGE, R., E ARAUJO, M. Cross-Wavelet Bias Corrected by Normalizing Scales. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 29, p. 1401–1408, 2012.
- VITAL, H. **The Mesotidal Barriers of Rio Grande do Norte**. In Dillemburg, S. e Hesp, P., editores, **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**, capítulo 9, pp. 289–324. Springer, Berlim, 2009.
- VITAL, H., GOMES, M. P., TABOSA, W. F., FRAZÃO, E. P., SANTOS, C. L. A., E PLÁCIDO JÚNIOR, J. S. Characterization of the Brazilian Continental Shelf adjacent to Rio Grande do Norte State, Ne Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. IGCP526, p. 43–54, 2010.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., AMARO, V. E., SCHWARZER, K., FRAZÃO, E. P., TABOSA, W. F., E SILVEIRA, I. M. A Modern High-Energy Siliciclastic–Carbonate Platform: Continental Shelf Adjacent to Northern Rio Grande Do Norte State, Northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, pp. 175–188, 2008.
- WANG, P., KRAUS, N. C., E DAVIS, R. A. Total Longshore Sediment Transport Rate in the Surf Zone: Field Measurements and Empirical Predictions. **Journal Coastal Research**, v. 14, p. 268–282, 1998.

- WATANABE, A. Total Rate and Distribution of Longshore Sand Transport. **Proceedings of the 23rd Coastal Engineering Conference**, pp. 2528 – 2541, 1992.
- WISNER, B., BLAIKIE, P., CANNON, T., E DAVIS, I. **At Risk: Natural Hazards, Peoples's Vulnerability and Disasters**. Routledge, London, 2<sup>a</sup> edição, 2003.
- WMO. **Guide to Wave Analysis and Forecasting**. World Meteorological Organization, Geneva, 1998.
- WOSIACKI, L. F. K. E GOBBI, M. F. Estimativa do Transporte de Sedimentos na Praia Brava de Matinhos/PR com auxílio da Modelagem Numérica das Ondas. In **V Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica**, Rio Grande. Universidade Federal do Rio Grande, 2012.
- YAAKOB, O., HASHIM, F. E., MOHD OMAR, K., MD DIN, A. H., E KOH, K. K. Satellite-based Wave Data and Wave Energy Resource Assessment for South China Sea. **Renewable Energy**, v. 88, p. 359–371, 2016.
- YOUNG, I. R. **Wind Generated Ocean Waves**. Elsevier, 1999.
- ZEMBRUSCKI, S. G. Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceânicas Adjacentes. In **Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes**, pp. 177, Rio de Janeiro. CENPES, PETROBRAS, 1979.
- ZEMBRUSCKI, S. G., BARRETTO, H. T., PALMA, J. C., E MILLIMAN, J. D. Estudo Preliminar das Províncias Geomorfológicas da Margem Continental Brasileira. In **XXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, volume 2, pp. 187–209, Belém, 1972.

## Apêndice A

Informações das Médias Anuais de  
Transporte Longitudinal de Sedimentos  
calculadas para a Costa Brasileira

**Tabela A.1 - Diâmetro médio, localização, posição geográfica e médias de transporte de sedimentos calculadas com as diferentes formulações.**

| Diâmetro Médio | Localização                | Latitude | Longitude | CERC (1984)              |                        |                   | Kamphuis (1991) |
|----------------|----------------------------|----------|-----------|--------------------------|------------------------|-------------------|-----------------|
|                |                            |          |           | Mil-Homens et al. (2013) | Kamphuis et al. (1986) | Padrão (K = 0,39) |                 |
| 1 mm           | Parnaíba – PI              | -2,83    | -41,69    | 48 200                   | 31 704                 | 174 090           | 119 680         |
| 1 mm           | Praia de Atalaia – PI      | -2,88    | -41,63    | 133 800                  | 131 260                | 758 320           | 134 410         |
| 1 mm           | Praia de Maramar – PI      | -2,90    | -41,46    | 66 054                   | 51 785                 | 350 130           | 109 420         |
| 1 mm           | Praia de Barra Grande – PI | -2,90    | -41,41    | 120 310                  | 114 960                | 705 900           | 189 220         |
| 1 mm           | Barroquinha – CE           | -2,89    | -41,21    | 150 690                  | 169 800                | 974 230           | 91 804          |
| 1 mm           | Camocim – CE               | -2,85    | -40,73    | 89 247                   | 15 778                 | 561 290           | 61 631          |
| 1 mm           | Acaraú – CE                | -2,80    | -40,32    | 43 188                   | 5 613                  | 241 620           | 9 869           |
| 1 mm           | Itarema – CE               | -2,96    | -39,77    | 110 440                  | 24 254                 | 571 420           | 38 319          |
| 1 mm           | Itapipoca - CE             | -3,16    | -39,41    | 88 403                   | 11 272                 | 357 840           | 27 283          |
| 1 mm           | Paracuru – CE              | -3,44    | -38,94    | 397 610                  | 137 990                | 3 307 274         | 294 140         |
| 1 mm           | Caucaia – CE               | -3,63    | -38,71    | 52 516                   | 31 584                 | 564 500           | 51 157          |
| 1 mm           | Fortaleza – CE             | -3,74    | -38,44    | 442 670                  | 140490                 | 3 549 200         | 324 100         |
| 1 mm           | Beberibe – CE              | -4,21    | -38,04    | 225 630                  | 98 609                 | 1 881 800         | 49 594          |
| 1 mm           | Aracati – CE               | -4,48    | -37,75    | 277 690                  | 94 478                 | 2 600 712         | 160 640         |
| 1 mm           | Icapuí – CE                | -4,71    | -37,31    | 57 962                   | 15 666                 | 430 030           | 21 200          |
| 1 mm           | Porto do Mangue - RN       | -5,01    | -36,82    | 52 412                   | 11 911                 | 432 290           | 25 388          |
| 1 mm           | Galinhas – RN              | -5,10    | -36,22    | 86 275                   | 14 549                 | 322 640           | 52 690          |
| 1 mm           | Touros - RN                | -5,17    | -35,46    | 387 750                  | 107 360                | 2 164 700         | 284 410         |
| 1 mm           | Carnaubinha – RN           | -5,21    | -35,42    | 50 983                   | 8 837                  | 175 550           | 39 470          |
| 1 mm           | Maxaranguape – RN          | -5,38    | -35,31    | 134 660                  | 16 748                 | 608 580           | 86 014          |
| 1 mm           | Ceará-Mirim – RN           | -5,59    | -35,22    | 185 200                  | 48 087                 | 1 222 400         | 102 290         |
| 1 mm           | Natal – RN                 | -5,84    | -35,17    | 134 430                  | 44 473                 | 846 680           | 160 560         |
| 1 mm           | Parnamirim – RN            | -5,90    | -35,15    | 141 290                  | 34 067                 | 887 100           | 126 630         |
| 1 mm           | Tibau do Sul – RN          | -6,20    | -35,08    | 429 960                  | 94 108                 | 2 534 062         | 261 560         |
| 1 mm           | Barra de Camaratuba – PB   | -6,59    | -34,96    | 159 090                  | 36 957                 | 989 230           | 138 860         |
| 1 mm           | Balneário Lucena – PB      | -6,89    | -34,87    | 40 760                   | 5 689                  | 198 690           | 37 123          |
| 1 mm           | Cabedelo - PB              | -7,05    | -34,84    | 145 140                  | 49 700                 | 915 910           | 154 000         |
| 1 mm           | Costa do Sol - PB          | -7,17    | -34,79    | 291 400                  | 76 931                 | 1 938 500         | 259 170         |
| 1 mm           | Praia do Amor – PB         | -7,27    | -34,80    | 94 350                   | 19 789                 | 542 500           | 124 650         |
| 1 mm           | Pitimbu – PB               | -7,49    | -34,81    | 286 130                  | 71020                  | 1 823 100         | 172 440         |

**Tabela A.2 - Diâmetro médio, localização, posição geográfica e médias de transporte de sedimentos calculadas com as diferentes formulações.**

| Diâmetro Médio | Localização                 | Latitude | Longitude | CERC (1984)              |                        |                   | Kamphuis (1991) |
|----------------|-----------------------------|----------|-----------|--------------------------|------------------------|-------------------|-----------------|
|                |                             |          |           | Mil-Homens et al. (2013) | Kamphuis et al. (1986) | Padrão (K = 0,39) |                 |
| 1 mm           | Pontas de Pedra - PE        | -7,63    | -34,81    | 111 030                  | 24 306                 | 646 730           | 215 650         |
| 1 mm           | Olinda – PE                 | -8,00    | -34,84    | 445 210                  | 98 618                 | 2 646 800         | 418 600         |
| 1 mm           | Pina - PE                   | -8,09    | -34,88    | 714 460                  | 187 400                | 4 596 358         | 765 810         |
| 1 mm           | Sirinhaém – PE              | -8,63    | -35,07    | 681 160                  | 173 660                | 4 326 700         | 325 960         |
| 1 mm           | Maragogi – AL               | -9,02    | -35,22    | 511 230                  | 120 660                | 3 140 300         | 708 720         |
| 1 mm           | Barra de Santo Antônio – AL | -9,35    | -35,48    | 525 660                  | 120 960                | 3 162 657         | 342 330         |
| 0,5 mm         | Maceió - AL                 | -9,63    | -35,69    | -578 520                 | -273 840               | -3 571 000        | -769 200        |
| 0,5 mm         | Jequiá da Praia – AL        | -9,97    | -35,98    | -433 980                 | -210 530               | -2 730 000        | -844 320        |
| 0,5 mm         | Feliz Deserto – AL          | -10,28   | -36,28    | 306 890                  | 120 310                | 1 633 000         | 501 200         |
| 0,5 mm         | Piaçabuçu - AL              | -10,40   | -36,33    | -561 860                 | -274 540               | -3 542 300        | -450 320        |
| 0,5 mm         | Pacatuba – SE               | -10,53   | -36,49    | 343 590                  | 120 620                | 1 788 800         | 159 760         |
| 0,5 mm         | Barra dos Coqueiros – SE    | -10,77   | -36,89    | -213 710                 | -89 121                | -1 266 900        | -269 940        |
| 0,5 mm         | Aracaju – SE                | -10,99   | -37,04    | -208 830                 | -101 320               | -1 392 600        | -500 590        |
| 0,5 mm         | Itaporanga d'Ajuda – SE     | -11,26   | -37,25    | -579 280                 | -297 190               | -3 752 200        | -262 610        |
| 0,5 mm         | Jandaíra – BA               | -11,56   | -37,42    | -640 500                 | -299 320               | -4 101 299        | -133 280        |
| 0,5 mm         | Conde – BA                  | -11,95   | -37,62    | -655 420                 | -315 690               | -4 283 937        | -382 930        |
| 0,5 mm         | Entre Rios – BA             | -12,39   | -37,88    | -607 547                 | -276 700               | -3 837 700        | -672 790        |
| 0,5 mm         | Salvador - BA               | -12,98   | -38,43    | - 45 048                 | - 9 397                | -101 430          | -166 430        |
| 0,5 mm         | Valença – BA                | -13,25   | -38,96    | -332 510                 | -114 430               | -1 841 300        | -148 870        |
| 0,5 mm         | Maraú – BA                  | -14,13   | -38,97    | 373 210                  | 220 610                | 2 577 136         | 604 100         |
| 0,5 mm         | Itacaré – BA                | -14,39   | -39,01    | 334 260                  | 180 680                | 2 355 500         | 648 340         |
| 0,5 mm         | Ilhéus – BA                 | -14,64   | -39,06    | 264 420                  | 142 670                | 1 796 300         | 646 810         |
| 0,5 mm         | Una – BA                    | -15,26   | -38,99    | 260 100                  | 108 660                | 1 608 300         | 293 640         |
| 0,5 mm         | Canavieiras – BA            | -15,64   | -38,93    | -152 840                 | -65 883                | -930 040          | -54 035         |
| 0,5 mm         | Belmonte – BA               | -16,01   | -38,92    | 309 600                  | 127 780                | 1 845 500         | 54 131          |
| 0,5 mm         | Santa Cruz – BA             | -16,11   | -38,95    | 262 030                  | 121 150                | 1 709 000         | 113 240         |
| 0,5 mm         | Trancoso – BA               | -16,59   | -39,09    | 262 800                  | 142 110                | 1 912 000         | 256 330         |
| 0,5 mm         | Prado – BA                  | -17,43   | -39,2     | -190 000                 | -61 034                | -1 070 760        | -88 891         |
| 0,5 mm         | Alcobaça – BA               | -17,61   | -39,18    | -106 790                 | -31 069                | -552 650          | -73 359         |
| 0,5 mm         | Mucurí – BA                 | -18,03   | -39,52    | -99 369                  | -22 577                | -451 040          | -19 663         |

**Tabela A.3 - Diâmetro médio, localização, posição geográfica e médias de transporte de sedimentos calculadas com as diferentes formulações.**

| Diâmetro Médio | Localização                      | Latitude | Longitude | CERC (1984)              |                        |                   | Kamphuis (1991) |
|----------------|----------------------------------|----------|-----------|--------------------------|------------------------|-------------------|-----------------|
|                |                                  |          |           | Mil-Homens et al. (2013) | Kamphuis et al. (1986) | Padrão (K = 0,39) |                 |
| 0,5 mm         | São Mateus - ES                  | -18,89   | -39,75    | 235 000                  | 132 590                | 1 832 600         | 231 280         |
| 0,5 mm         | Linhares (setor norte) – ES      | -19,21   | -39,68    | 364 410                  | 162 390                | 2 123 900         | 107 610         |
| 0,5 mm         | Linhares (setor sul) – ES        | -19,66   | -39,85    | 201 870                  | 114 920                | 1 255 500         | 184 350         |
| 0,5 mm         | Comboios - ES                    | -19,73   | -39,98    | -138 150                 | -29 853                | -641 860          | -176 990        |
| 0,5 mm         | Praia Formosa – ES               | -19,99   | -40,15    | -427 180                 | -169 030               | -2 431 700        | -1 074 600      |
| 0,5 mm         | Vila Velha – ES                  | -20,36   | -40,29    | - 465 840                | -218 040               | -2 709 700        | -1 378 900      |
| 0,5 mm         | Nova Guarapari – ES              | -20,72   | -40,53    | -394 840                 | -154 500               | -2 292 400        | -1 450 100      |
| 0,5 mm         | Itapemirim – ES                  | -20,93   | -40,79    | 215 650                  | 66 431                 | 1 049 700         | 295 105         |
| 0,5 mm         | Alto Lagoa Funda – ES            | -21,02   | -40,81    | -243 540                 | -82 975                | -1 266 900        | -394 040        |
| 0,5 mm         | São Francisco de Itabapoana - RJ | -21,34   | -40,97    | -204 210                 | -71 836                | -1 101 800        | -192 670        |
| 0,5 mm         | Atafona – RJ                     | -21,63   | -41,00    | -199 430                 | -76 607                | -1 164 200        | -362 910        |
| 0,5 mm         | Praia do Açu – RJ                | -21,9    | -40,96    | 316 010                  | 165 480                | 2 159 600         | 289 090         |
| 0,5 mm         | Farol de São Thomé – RJ          | -22,04   | -41,04    | 240 240                  | 122 460                | 1 509 700         | 240 240         |
| 0,06 mm        | Saquarema – RJ                   | -22,94   | -42,36    | 444 670                  | 690 670                | 2 680 400         | 2 842 200       |
| 0,06 mm        | Barra da Tijuca – RJ             | -23,01   | -43,44    | 471 590                  | 625 670                | 2 621 500         | 2 803 500       |
| 0,06 mm        | Praia de Maresias – SP           | -23,79   | -45,57    | 123 740                  | 153 390                | 682 200           | 3 855 000       |
| 0,06 mm        | Cibratel – SP                    | -24,23   | -46,82    | -296 940                 | - 356 760              | -1 654 000        | - 521 410       |
| 0,06 mm        | Iguape - SP                      | -24,6    | -47,29    | 230 120                  | 320 430                | 1 332 700         | 498 290         |
| 0,06 mm        | Ilha Comprida – SP               | -24,87   | -47,72    | 28 470                   | 24 067                 | 132 507           | 54 402          |
| 0,06 mm        | Guaraqueçaba - PR                | -25,39   | -48,17    | 223 800                  | 237 710                | 1 177 500         | 288 540         |
| 0,06 mm        | Matinhos – PR                    | -48,50   | -25,80    | 115 010                  | 142 240                | 625 580           | 118 500         |
| 0,06 mm        | Itapoá – SC                      | -26,07   | -48,60    | 62 736                   | 56 895                 | 314 990           | 194 890         |
| 0,06 mm        | Balneário Barra do Sul – SC      | -26,47   | -48,61    | 314 490                  | 402 970                | 1 767 500         | 1 109 300       |
| 0,06 mm        | Balneário Piçarras – SC          | -26,73   | -48,68    | -300 260                 | -317 580               | -1 578 600        | -429 540        |
| 0,06 mm        | Balneário Camboriú – SC          | -26,99   | -48,62    | -140 730                 | -172 650               | -795 290          | -459 740        |
| 0,06 mm        | Meia Praia – SC                  | -27,13   | -48,59    | -20 043                  | -13 497                | -93 591           | -80 938         |