



Willian Cruz Gouvea Junior

**ANÁLISE DAS VARIÁVEIS FÍSICAS E DINÂMICAS DO ÍNDICE
DE VULNERABILIDADE COSTEIRA (IVC) NA ENSEADA DA
BAIA FORMOSA, REGIÃO DOS LAGOS FLUMINENSE, ESTADO
DO RIO DE JANEIRO**

Trabalho de Conclusão de Curso

Bacharelado em Geologia

UFRJ

Rio de Janeiro

2022



UFRJ

WILLIAN CRUZ GOUVEA JUNIOR

**Análise das Variáveis Físicas e Dinâmicas do Índice de
Vulnerabilidade Costeira (IVC) na Enseada da Baía Formosa, Região
dos Lagos Fluminense, Estado do Rio de Janeiro**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito
necessário à obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. João Wagner de Alencar
Castro, DSC

UFRJ

Rio de Janeiro

2022

WILLIAN CRUZ GOUVEA JUNIOR

Análise das Variáveis Físicas e Dinâmicas do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) na Enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense, Estado do Rio de Janeiro

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Prof. João Wagner de Alencar Castro, DSC

Aprovada em: ___/___/_____

Por:

Orientador: Prof. Dr. João Wagner de Alencar Castro

Dr^a. Júlia Varella Malta

Dr^a. Aline Meneguci da Cunha

UFRJ

Rio de Janeiro

2022

FICHA CATALOGRÁFICA

GOUVEA JUNIOR, Willian Cruz

Análise das Variáveis Físicas e Dinâmicas do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) na Enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense, Estado do Rio de Janeiro.
/ Willian Cruz Gouvea Junior - Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2022.

cii 75: il.,apênd.; 30cm

Monografia (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2022.

Orientador: João Wagner de Alencar Castro

1. Erosão Costeira. 2. Variação Relativa do Nível do Mar (VRNM). 3. Risco Geológico.
4. Sensoriamento Remoto. 5. Geoprocessamento.

“Quando vivemos a autenticidade exigida pela prática de ensinar-aprender, participamos de uma experiência total, diretiva, política, ideológica, gnosiológica, pedagógica, estética e ética, em que a boniteza deve achar-se de mãos dadas com a decência e com a seriedade”

Paulo Freire

AGRADECIMENTOS

Agradeço inestimavelmente a todos que contribuíram para a minha formação acadêmica e a execução deste trabalho, desde familiares a professores. Sempre recordarei com carinho a todos que, de alguma forma, despertaram em mim o interesse na ciência e pela pesquisa. Destaco menções especiais para:

O Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia & Meio Ambiente – LAGECOST, do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional / UFRJ, pela estrutura e apoio logístico. Agradeço também ao Conselho Nacional de Pesquisa – CNPq, pelo apoio financeiro ao projeto “Desastres Naturais Associados a Processos de Erosão Costeira Acelerada e Soterramento por Dunas na Zona Costeira do Sudeste Brasileiro”;

A minha família, a base que tenho para alcançar todos os meus sonhos, por toda a força que forneceram durante a minha trajetória. Sem eles, jamais teria persistido e conquistado os meus objetivos. Agradeço incansavelmente a minha mãe Maria Teresinha Peclat, meu pai Willian Cruz Gouvea e minhas irmãs, Tayana Peclat Gouvea e Juliana Peclat Gouvea.

Aos meus grandes amigos e amigas durante esta trajetória, eternos companheiros de campo. Faço agradecimentos especiais para Maria Clara, Hamanda Kuntz, Anna Gabrielle, Paloma Lisboa, Elaine Neri, Shirlene Barros, Danniell Dutra, Leonardo Cesar, Vinícius Theobaldo, Mateus Andrade, Jairysson Santos, Gerson Felizardo e Rodrigo Sangoi. Aos amigos de longa data, agradeço especialmente a Bruno Pinto Costa. Não chegaria até aqui se não fosse por você.

Aos meus colegas de laboratório, que contribuíram de maneira inestimável para a minha formação acadêmica. Com carinho, agradeço a Daniel Fernandes, Caíque Lima Cabral, Ingrid Rayanne Lima da Silveira e Diego Martins Vellasquez de Oliveira.

Ao meu orientador, Prof. Dr. João Wagner de Alencar Castro. Agradeço a oportunidade, confiança e aprendizado durante dois anos de Iniciação Científica no LAGECOST, proporcionando grande contribuição para a minha evolução pessoal e científica.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

GOUVEA JUNIOR, Willian Cruz. **Análise das Variáveis Físicas e Dinâmicas do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) na Enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense, Estado do Rio de Janeiro.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2022. 75p.

A Enseada da Baía Formosa, localizada na Região dos Lagos Fluminense - Estado do Rio de Janeiro, caracteriza-se por um arco praias de aproximadamente 40 km de extensão, limitado pelo Cabo Búzios e o promontório de Rio das Ostras. A região encontra-se em processo de recuo de linha de praia (erosão costeira) decorrente da ação de ondas de tempestade e da urbanização da orla costeira nos últimos 40 anos. O presente trabalho objetiva quantificar o Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC da área do arco praias da Enseada da Baía Formosa, conforme projeções de uma possível sobrelevação do nível médio mar - NMM. A metodologia desenvolvida pelo USGS - *United States Geological Survey*, classifica áreas de risco geológico costeiro conforme informações quantitativas obtidas a partir de variáveis geomorfológicas, taxas de erosão/acreção da linha de costa, declividade da costa, altura significativa de ondas, amplitude de maré e variação relativa do nível do mar. Os procedimentos metodológicos para determinação da linha de costa ao longo do tempo constaram de duas etapas de trabalho, envolvendo sensoriamento remoto: (1) imagens de resolução espacial moderada, obtidas através dos satélites Landsat 5 (1986), Landsat 7 (1999) e Landsat 8 (2013 e 2020); (2) imagens de alta resolução espacial, obtidas através de ortofotos pertencentes aos acervos do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro – DRM (1976) e IBGE (2005), além de imagens do sensor WPM do satélite CBERS 04A (2020). Após as etapas de seleção de imagens, realizou-se o Processamento Digital das Imagens (PDI) executando as técnicas de correções radiométricas e atmosféricas através do software ENVI 5.3. O georreferenciamento foi realizado nas ortofotos do projeto FAB/DRM (1976) no software ArcGIS ESRI. Com o intuito de delimitar a posição da linha de costa, utilizou-se a ferramenta DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*), desenvolvido pelo USGS, visando obter taxas de variações de linha de costa no intervalo de 44 anos. Para obtenção da variável declividade, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE) do satélite ALOS sensor PALSAR. A variável geomorfologia foi definida através de etapas de campo e referências bibliográficas. Os parâmetros maregráficos e oceanográficos foram obtidos através do Banco Nacional de Dados Oceanográficos – BNDO da Marinha do Brasil. Utilizou-se como referencial dados envolvendo projeções de sobrelevação do nível médio do mar conforme IPCC (*Intergovernmental Panel of Climate Change*), de 4,0 mm/ano e 15,0 mm/ano até 2100. Resultados obtidos sugerem que 41,5 % do segmento litorâneo estudado apresenta baixa vulnerabilidade, especialmente no segmento sul próximo ao Cabo Búzios, enquanto 58,5 % do litoral apresenta de alto a muito alto índice de vulnerabilidade costeira, em maior grau no setor norte da enseada, próximo as praias da Tartaruga e Abriçó, no município de Rio das Ostras. O mapa IVC desenvolvido para a região estudada mostrou-se eficiente para possíveis tomadas de decisão por parte do poder público quanto ao processo de erosão costeira, em curso, nesse segmento litorâneo do sudeste brasileiro.

Palavras-chave: Erosão Costeira, Variação Relativa do Nível do Mar, Risco Geológico, Geoprocessamento, Sensoriamento Remoto.

ABSTRACT

GOUVEA JUNIOR, Willian Cruz. **Analysis of Physical and Dynamic Variables by Coastal Vulnerability Index (CVI) in Formosa Bay Cove, Lagos Fluminense Region – Rio de Janeiro State.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2022. 75p.

The coastal segment of Formosa Bay Cove, Lagos Fluminense Region - Rio de Janeiro State is in a process of geological risk, resulting from the action of storm waves, intense coastal erosion and high urban occupation recorded in the last 40 years. This study uses the Coastal Vulnerability Index (CVI) in the beach arc delimited by Rio das Ostras headland and Cape Búzios, with the objective of mapping the relative vulnerability of the coast to future mean sea-level rise. The methodology developed by USGS (United States Geological Survey) classifies coastal risk areas calculated numerically, using variables geomorphology, shoreline change rates, coastal slope, mean wave height, mean tidal range and relative sea-level rise. Through GIS (Geographic Information System) techniques, the physical and dynamic variables that integrate the vulnerability model were analyzed. The methodological procedures for determining the coastline over time consisted of two work steps, involving remote sensing: (1) moderate spatial resolution images, obtained through the Landsat 5 (1986), Landsat 7 (1999) and Landsat satellites 8 (2013 and 2020); (2) images of high spatial resolution, obtained through orthophotos belonging to the collections of the Department of Mineral Resources of the State of Rio de Janeiro - DRM (1976) and IBGE (2005), in addition to images from the WPM sensor of the CBERS 04A satellite (2020). After the steps of image selection, the Digital Image Processing (PDI) was performed, executing the techniques of radiometric and atmospheric corrections through the ENVI 5.3 software. Georeferencing was performed on the orthophotos of the FAB/DRM project (1976) using ArcGIS ESRI software. The shoreline position was delimited by the DSAS (Digital Shoreline Analysis System) tool, developed by the USGS, was used to obtain rates of shoreline variations in the 44-years interval. To obtain the slope variable, the DEM (Digital Elevation Model) of the ALOS PALSAR satellite was used. The geomorphology variable was defined through field steps and bibliographical references. The tidal and oceanographic parameters were obtained from the National Oceanographic Data Bank – BNDO of the Brazilian Navy. Using as basis the data referring to the mean sea-level rise in IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change) of 4,0 mm/year until 2100, 41.5% of the 40 km long coast segment presents low vulnerability, with predominant in the sector south. In the most pessimistic projection of sea-level rise, at 15,0 mm/year until 2100, the high/very high vulnerability index is registered in 58.5% of the coastal zone, with the northern sector standing out. The Formosa Bay cove CVI Map is expected to be a study material for long-term evaluation and planning by researchers and public administrators.

Keywords: Geological Risk; Coastal Erosion; Mean Sea-Level Rise; Remote Sensing; Geoprocessing.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização da área de estudo no contexto da Enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense - Estado do Rio de Janeiro..... 3
- Figura 2.** Controle de paloníveis marinhos e continentais que exerceram as mudanças da Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM) durante o Quaternário. Fonte: Souza et al., (2005). 8
- Figura 3.** Curvas de variação do nível relativo do mar (VNRM) nos últimos 7.000 anos estabelecidos por Suguio et al., (1985), com a ocorrência de duas oscilações de alta frequência entre 4.200 - 3.700 e 2.700 - 2.100 anos A.P. Fonte: Suguio et al., (1985). 10
- Figura 4.** Curvas de Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM) apresentada por Martin, Dominguez e Bittencourt (2003), Castro et al., (2014) e Castro et al., (2021), para a região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: Castro et al., (2021)..... 11
- Figura 5.** Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecidas por Warrick et al., (1996). As projeções mais pessimistas estimadas são de 13 cm (IS92c), 49 cm (IS92a) e 94 cm (IS92e), apontando cenários que incluem mudanças na concentração de aerossóis e o aumento de temperatura em 1,5 °C, 2,5 °C e 4,5 °C, respectivamente. As projeções que estabelecem quantidades de aerossóis constantes após 1990 varia em 13 cm (IS92c), 55 cm (IS92a) e 110 cm (IS92e). Fonte: Warrick et al., (1995)..... 13
- Figura 6.** Cenários de emissões futuras dos gases do efeito estufa SRES (Special Report on Emissions Scenarios) em comparação aos antigos cenários IS92. Fonte: IPCC Special Report on Emissions Scenarios (2000)..... 14
- Figura 7.** Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecidos por Church et al., (2001), utilizando as atualizações de projeções de expansão térmica e derretimento de gelo através dos cenários SRES (Special Report on Emissions Scenarios). Fonte: Church et al., (2001). 15
- Figura 8.** Variação do NMM no período 1993 – 2003 baseados em altimetria de satélites em (a); e (b) tendências de expansão térmica para o mesmo período. 16

- Figura 9.** Comparações de sobrelevação do NMM entre 1980 – 1999 e a projeção estimada para 2090 – 2099, utilizando os seis cenários SRES (Special Report on Emissions Scenarios). Fonte: Meehl et al., (2007). 17
- Figura 10.** Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecido por Church et al., (2013) através de uma nova estimativa para diagnosticar as projeções de concentração de gases do efeito estufa na atmosfera, as classificações RCP (Representative Concentration Pathway). Fonte: Church et al., (2013)..... 18
- Figura 11.** Projeções de aumento do NMM até 2100 por Oppenheimer et al., (2018), estimando um aumento de 43 (29-59) cm pelo RCP 2.6, previsão mais otimista, e um aumento de 84 (61 – 111) cm pelo RCP 8.5, mais pessimista. Destaca-se os valores apresentados pelo RCP 8.5 mais alarmante em comparação ao Quinto Relatório de Avaliação. Fonte: Relatório SROOC (2019). 19
- Figura 12.** Mapa Geológico da Enseada da Baía Formosa - Região dos Lagos Fluminense/Estado do Rio de Janeiro. Fonte: Adaptado de Heibron et al., (2016). 21
- Figura 13.** Organograma do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) considerando duas projeções de sobrelevação do nível médio do mar, pelos RCP 2,6 (4 mm/ano) e RCP 8,5 (15 mm/ano) até 2100. Seção de coloração verde: Materiais & Métodos; Seção de coloração laranja: Variáveis Físicas e Dinâmicas; Seção de coloração preta: Resultados. 25
- Figura 14.** Segmento norte representado em (A) praia das Tartarugas; (B) praia da Barra de São João, e segmento sul por (C) praia de Unamar; (D) praia Rasa..... 27
- Figura 15.** Imagem de satélite e fotografias aéreas processados na etapa de sensoriamento remoto, processamento digital de imagens e georreferenciamento. Utilizou-se a ferramenta DSAS, visando obter a taxa de variação da linha de costa. As figuras (A), (B) e (C) correspondem aos anos 1976 (FAB/DRM), 2005 (IBGE) e 2020 (CBERS 04A), respectivamente. Escala 1:310.000..... 29
- Figura 16.** Imagens de satélite processados na etapa de sensoriamento remoto e PDI. Realizou-se a álgebra de bandas nas imagens de resolução espacial moderada com a finalidade de obter o Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI), realçando o contraste entre os corpos da água e a superfície terrestre. . As figuras (A), (B), (C) e (D) correspondem aos anos

1986 (Landsat 5), 1999 (Landsat 7), 2013 e 2020 (Landsat 8), respectivamente. Escala 1:310.000..... 30

Figura 17. Resultados obtidos através do método DSAS (Digital Shoreline Analysis System). Praia das Tartarugas em (A1) e (A2); (B1) e (B2) Foz do rio São João; (C1) e (C2) Praia de Unamar; (D1) e (D2) Praia do Manguinhos. 34

Figura 18. Gráficos Transectos x Taxa de Erosão/Acreção (m/ano) para o grupo de imagens de alta resolução espacial, com resultados obtidos pelo método DSAS (Digital Shoreline Analysis System) para o total de 357 transectos. (A) corresponde ao intervalo 1976 - 2005; (B) intervalo 2005 - 2020; e (C) entre 1976 - 2020..... 35

Figura 19. Gráficos Transectos x Taxa de Erosão/Acreção (m/ano) para o grupo de imagens de resolução espacial moderada. (A) corresponde ao intervalo 1986 - 1999; (B) intervalo 1999 - 2013; (C) entre 2013 -2020; e (D) entre 1986 – 2020. 36

Figura 20. Mapa Topográfico da enseada da Baía Formosa. Os Perfis A, B, C e D foram obtidos e calculadas através de regressão linear visando definir o coeficiente angular e a declividade percentual entre os pontos analisados. Batimetria produzida através das isóbatas das cartas náuticas raster fornecidas pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (2021). 38

Figura 21. Mapa Geomorfológico da Enseada da Baía Formosa, com base nos mapas de Martin et al., (1997) e Dantas/CPRM (2000). Modificado IBGE (2021). 40

Figura 22. Média de Amplitude de Maré realizada entre os anos de 1975 -2020 da região da enseada da Baía Formosa, através dos dados obtidos pelo BNDO - Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Marinha do Brasil. 41

Figura 23. Resultados obtidos para o índice de vulnerabilidade costeira - IVC, envolvendo variáveis físicas e dinâmicas estabelecidos pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos..... 44

Figura 24. Mapa de Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) da enseada da Baía Formosa, utilizando como base dois resultados da variável dinâmica variação relativa do nível do mar (VRNM), os RCP 2,6 (4,0 mm/ano) e RCP 8,5 (15,0 mm/ano). 45

Figura 25. Comparação entre área de restinga nas proximidades da praia de Unamar, Cabo Frio. Entre 1976 –2005 registra-se a ocorrência de degradação da zona de restinga, enquanto 2005 –2020 ocorre o aumento e preservação desta área. A preservação da zona de restinga corrobora os dados de maior acreção sedimentar registrado pelo DSAS alta resolução, durante o período 2005 – 2020.47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Especificações das imagens de sensoriamento remoto e ortofotos, constando informações sobre satélite, sensores, ponto/órbita, datas e horas de aquisição, alturas e período de maré, e RMSE (*Root Mean Squared Error*).26

Tabela 2. Classificação do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) conforme USGS (*United States Geological Survey*) utilizando seis variáveis físicas e dinâmicas.28

Tabela 3. Classificação do Índice de Vulnerabilidade Costeira – IVC na área da enseada da Baía Formosa - Estado do Rio de Janeiro.42

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS	XII
SUMÁRIO	XIII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da Área de Estudo.....	2
2. OBJETIVOS	4
2.1 Objetivo Geral.....	4
2.2 Objetivos Específicos	4
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
3.1 Zona Costeira e Vulnerabilidade	5
3.2 Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM)	8
3.3 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Mudanças Climáticas Globais e Projeções de Sobrelevação do Nível Médio do Mar (NMM)	12
4. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL	20
4.1 Condicionantes Geológicos	20
4.2 Aspectos Climáticos	23
4.3 Aspectos Oceanográficos.....	23
4.4 Densidade e Ocupação Urbana	24
5. MATERIAIS & MÉTODOS	25
5.1 Materiais	26
5.2 Variáveis Físicas (Taxa de Erosão/Acreção da Linha de Costa, Declividade da Costa e Geomorfologia).....	28
5.3 Variáveis Dinâmicas (Amplitude de Maré, Altura Significativa de Onda (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar (VRNM).....	31
5.4 Cálculo do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC).....	32
6. RESULTADOS	33
6.1 Variação da Linha de Costa	33
6.2 Declividade da Costa	37
6.3 Geomorfologia	39
6.4 Amplitude de Maré, Altura Significativa de Ondas (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar (VRNM)	41

6.5 Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC	41
7. DISCUSSÃO	46
7.1 Variação da Linha de Costa: Imagens de Alta Resolução Espacial x Imagens de Resolução Espacial Moderada	46
7.2 Declividade da Costa	48
7.3 Geomorfologia	48
7.4 Variáveis Dinâmicas (Amplitude de Maré, Altura Significativa de Ondas (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar)	49
7.5 Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC	49
8. CONCLUSÃO	51
9. REFERÊNCIAS	53

1. INTRODUÇÃO

O Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC foi usado pela primeira vez por Gornitz *et al.*, (1991), com o objetivo de avaliar a probabilidade de ocorrência de mudanças físicas e ambientais ao longo de regiões litorâneas. Conforme Brunn (1983), Dal Cin & Simeoni (1994) e Koroglu *et al.*, (2019), as condições de vulnerabilidade representam o grau, no qual, um sistema costeiro é suscetível ou incapaz de lidar com efeitos adversos de potencial destrutivo, considerando um modelo conceitual que relaciona a fonte, o processo, a exposição e as consequências. As projeções de sobrelevação do nível médio mar - NMM pelo IPCC, relatório SROCC (*Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, 2019), condicionam variáveis físicas e dinâmicas a serem analisadas no que tange ao equilíbrio das zonas costeiras. O crescimento demográfico de regiões litorâneas vulneráveis às mudanças naturais, à luz de informações de uma possível sobrelevação do NMM, resulta no aumento de áreas expostas aos riscos oriundos de eventos de tempestades, erosão costeira e inundações marinhas (PENDLETON *et al.*, 2010).

O IVC analisa variáveis físicas, envolvendo informações geomorfológicas, condições de declividade de praia e taxas de erosão e/ou acreção da linha de costa. As variáveis dinâmicas relacionam-se a amplitude de maré, altura significativa de onda (Hs) e variação relativa do nível do mar (VRNM). Essas variáveis representam a resistência relativa da linha de praia à erosão de curto, médio e longo prazo, tendência de acreção e susceptibilidade à inundação marinha (GORNITZ *et al.*, 1991, 1994; THIELER & HAMMAR-KLOSE, 1999abc). O IVC permite identificar áreas potencialmente afetadas por danos relativos a uma sobrelevação do NMM, tornando-se assim, uma relevante ferramenta para auxiliar gestores no planejamento de tomadas de decisões e ações necessárias à proteção dos ambientes de sedimentação costeira (DWARAKISH *et al.*, 2009).

Nesse contexto, destacam-se os trabalhos desenvolvidos pelo USGS (*United States Geological Survey*, 2021) e outros autores (Gornitz *et al.*, 1991, 1994; Thielier & Hammar-Klose, 1999abc; Pendleton *et al.*, 2004, 2010), utilizando o método IVC. Esse procedimento metodológico também foi utilizado em outras partes do mundo com adaptações locais, como por exemplo, na Austrália (Abuodha & Woodroffe, 2006), Turquia (Ozyurt & Ergin, 2010), China (Yin *et al.*, 2012), Costa do Marfim (Tano *et al.*, 2016) e Espanha (Koroglu *et al.*, 2019). Na costa brasileira, foi utilizado por Santos *et al.*, (2015) no Estado da Bahia, Germani *et al.*, (2015) no Estado do Rio Grande do Sul, Martins (2015) no Estado de Pernambuco, Lima

(2016), Busman (2016) e Alcoforado (2017) no Estado do Rio Grande do Norte, Serafim *et al.*, (2019) no Estado de Santa Catarina, Braga & Pimentel (2019) no Estado do Pará, Filgueiras & Albino (2020) no Estado do Espírito Santo, e Osilieri, Seoane e Dias (2020) no Estado do Rio de Janeiro.

A aplicação do método IVC na orla costeira da enseada da Baía Formosa, justifica-se pelo fato de grande parte desse segmento litorâneo está submetida a processo de erosão costeira acelerada, decorrente da ação de ondas de tempestades e ocupação antrópica desordenada da zona de pós-praia (FERNANDES & CASTRO, 2020). Os impactos causados pela ação de ondas de tempestade neste segmento de litoral, resultaram em diversas intervenções de engenharia na região das praias das Tartarugas e Abricó, município de Rio das Ostras, afetando a estabilidade da faixa de pós-praia (CASTRO; FERNANDES; DIAS, 2011; MUEHE *et al.*, 2015; FERNANDES & CASTRO, 2020). Objetiva-se avaliar a vulnerabilidade costeira do arco praial da enseada da Baía Formosa, identificando áreas de risco geológico a partir de parâmetros físicos e dinâmicos, conforme método proposto pelo IVC. Técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento em ambiente SIG - Sistema de Informação Geográfica foram utilizadas visando à elaboração de mapas temáticos, propondo um índice de vulnerabilidade local.

1.1 Localização da Área de Estudo

A enseada da Baía Formosa é caracterizada por um arco praial de orientação preferencial norte-sul com aproximadamente 40 km de extensão, entre os municípios de Rio das Ostras e Armação dos Búzios - Região dos Lagos Fluminense, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, Sudeste do Brasil (Figura 1). Neste segmento litorâneo ainda estão inseridos os municípios de Cabo Frio e Casimiro de Abreu.



Figura 1. Localização da área de estudo no contexto da Enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense - Estado do Rio de Janeiro.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Objetiva-se avaliar do ponto de vista quantitativo as condições de vulnerabilidade geológica do segmento litorâneo da Enseada da Baía Formosa, conforme projeção de uma possível sobrelevação do nível médio mar, utilizando o Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC, desenvolvido pelo USGS - *United States Geological Survey*, visando classificar áreas de risco geológico.

2.2 Objetivos Específicos

- Identificar áreas de maior suscetibilidade à erosão ou acreção de sedimentos nesse segmento litorâneo, através de análise comparativa entre imagens de alta resolução espacial (1,0 – 2,0 m), referente ao intervalo 1976 – 2020, e moderada resolução espacial (30,0 m), ao intervalo de 1986 – 2020;
- Identificar variáveis físicas (Taxa de Erosão/Acreção da Linha de Costa, Declividade da Costa e Geomorfologia) e dinâmicas (Amplitude de Maré, Altura Significativa de Ondas (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar), com o intuito de discretizar índices de vulnerabilidade na região da Baía Formosa;
- Elaborar Mapas de Vulnerabilidade através do Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC conforme projeções de sobrelevação do nível médio do mar, uma mais otimista (4 mm/ano até 2100) e outra mais pessimista (15 mm/ano até 2100), para possíveis tomadas de decisão por parte do poder público quanto ao processo de erosão costeira, em curso, no segmento litorâneo da Enseada da Baía Formosa.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Zona Costeira e Vulnerabilidade

As zonas costeiras são reconhecidas como áreas extremamente sensíveis e dinâmicas influenciadas por processos marinhos e terrestres, como a ação dos ventos, ondas, marés, mudanças do nível relativo do mar e transporte de sedimentos (BIRD, 2008). Segundo Bulhões *et al.*, (2014), do ponto de vista geomorfológico, as alterações fisiográficas nas zonas costeiras são, num primeiro momento, consequência das forçantes oceanográficas e meteorológicas, traduzidas em ondas de *swell* e de *sea*, e, em segundo lugar da capacidade das praias absorverem e dissiparem esta energia. O sistema praias torna-se dependente dos processos sedimentares (erosão e deposição), sendo produto de fatores tanto oceanográficos/hidrológicos e meteorológicos/climáticos, como também geológicos e antrópicos (SOUZA *et al.*, 2005).

A ocupação urbana e expansão das cidades litorâneas resulta numa nova variável a ser considerada no que tange o equilíbrio dinâmico das zonas costeiras, assim como um desafio na gestão e planejamento. Como consequência ao crescimento demográfico nas regiões litorâneas há também um crescente aumento de populações expostas aos riscos naturais oriundos de eventos de tempestades, erosão costeira, migração de dunas e inundações (LINS-DE-BARROS, 2010). Soma-se a este fato as atividades antrópicas que modificam a estabilidade da linha de costa, conforme Souza *et al.*, (2005), ocasionando o desequilíbrio do balanço sedimentar, e consequentemente, acentuando o processo de erosão costeira. Lins-de-Barros (2005) destaca que as pesquisas sobre os impactos decorrentes de problemas com erosão costeira possuem um enfoque não só voltado para a compreensão dos processos físicos, mas também o lado socioeconômico, o que remete para à vulnerabilidade costeira.

Conforme Brunn (1983) e Dal Cin & Simeoni (1994), as condições de vulnerabilidade representam o grau, no qual, um sistema costeiro é suscetível ou incapaz de lidar com efeitos adversos de potencial destrutivo. Já o conceito de risco apontado como suporte à gestão costeira, Modarres (2006) define como uma medida do potencial de perda em função de processos naturais ou antrópicos, que afetam diretamente a expectativa de vidas perdidas, danos de infraestrutura ou prejuízos econômicos. O enfoque sobre os conceitos de risco e vulnerabilidade são frequentemente utilizados de maneira associativa, através de produtos que estabelecem diferentes categorias entre perigos ambientais e vulnerabilidade socioeconômica (MALLMANN, 2016). No geral, os temas têm sido foco de discussões ao redor do mundo e utilizando várias formas de avaliações nas regiões litorâneas (BRUNN, 1983; GORNITZ *et al.*,

1994; BUSH *et al.*, 1999; THIELER & HAMMAR-KLOSE, 1999abc; PENDLETON *et al.*, 2004; e outros).

Estudos de caso sobre a vulnerabilidade costeira, erosão costeira e risco geológico ocorreram no litoral brasileiro, como visto em Souza e Suguio (2003), Lins-de-Barros (2005), Mazzer *et al.*, (2008), Lins-de-Barros & Muehe (2010), Castro, Fernandes e Dias (2011) Muehe *et al.*, (2011), Amaro *et al.*, (2015), Menezes *et al.*, (2018), Araújo *et al.*, (2019), Novak e Lamour (2021), entre outros. Pesquisas recentes que avaliam a vulnerabilidade costeira utilizam, em sua grande maioria, Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e o uso de geotecnologias como fonte de informações, tais como: imagens de satélites artificiais, informações de altimetria e modelos digitais de terrenos, técnicas de posicionamento global como o GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e fotografias aéreas através de aviões e drones (MENEZES *et al.*, 2018). Conforme Mazzer *et al.*, (2008), o intuito é determinar indicadores ambientais, com o objetivo de estimar parâmetros qualitativos e quantitativos e classificá-los quanto ao grau de intensidade.

Destaca-se como publicação internacional para gerenciamento costeiro o trabalho apresentado pelo USGS (*United States Geological Survey*) e outros autores (Gornitz *et al.*, 1991, 1994; Thieler & Hammar-Klose, 1999abc; Pendleton *et al.*, 2004, 2010), utilizando o Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) para classificar áreas de risco geológico em função de variáveis físicas e ambientais. A metodologia proposta é utilizada não só para monitoramento costeiro nos Estados Unidos, mas também em outras regiões do mundo com adaptações locais, como por exemplo, na Austrália (Abuodha & Woodroffe, 2006), Turquia (Ozyurt & Ergin, 2010), China (Yin *et al.*, 2012), Costa do Marfim (Tano *et al.*, 2016) e Espanha (Koroglu *et al.*, 2019). Na costa brasileira, foi utilizado por Santos *et al.*, (2015) no Estado da Bahia, Germani *et al.*, (2015) no Estado do Rio Grande do Sul, Martins (2015) no Estado de Pernambuco, Lima (2016), Busman (2016) e Alcoforado (2017) no Estado do Rio Grande do Norte, Serafim *et al.*, (2019) no Estado de Santa Catarina, Braga & Pimentel (2019) no Estado do Pará, Filgueiras & Albino (2020) no Estado do Espírito Santo, e Osilieri, Seoane e Dias (2020) no Estado do Rio de Janeiro.

Em termos de gestão costeira do território brasileiro e diante das alterações climáticas globais e riscos futuros conforme os relatórios do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1992), é estruturado o Plano Nacional sobre Mudança do Clima em 2008, pela lei de nº 12.187/2009 no Brasil, sendo marco relevante de implementação de políticas públicas no país para conter as emissões de gases do efeito estufa. Neste panorama, é proposto em 2016 o

Plano Nacional de Adaptação à Mudança do Clima (PNA), com o objetivo de promover a redução da vulnerabilidade nacional à mudança do clima e realizar uma gestão de prevenção ao risco, principalmente associadas as projeções de sobrelevação do Nível Médio do Mar (NMM) pelo IPCC. O capítulo “Estratégia de Zonas Costeiras” aborda a exposição atual da zona costeira à mudança do clima junto dos principais impactos e vulnerabilidades relacionadas, além de realizar uma revisão do Macrodiagnóstico da Zona Costeira Brasileira, considerando a vulnerabilidade relacionada à mudança do clima. Aos principais fenômenos e exposições destacam-se as projeções de elevação do NMM e eventos extremos e da concentração de dióxido de carbono, proporcionando impactos de alta magnitude como erosão costeira e inundações, intrusão salina, acidificação e comprometimento dos recursos naturais e biodiversidade.

Conforme a Conferência dos Oceanos da Organização das Nações Unidas em 2017, foi elaborado pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) um compromisso de implementar um Programa Nacional de Conservação da Linha de Costa brasileira (PROCOSTA), com o objetivo de solucionar a falta de dados em escala nacional e auxiliar na compreensão da atual situação da zona costeira, diante das perspectivas sobre as mudanças climáticas e o aumento de eventos extremos. Através dos instrumentos do PROCOSTA, foram concebidos diversos trabalhos de monitoramento e gestão para a linha de costa brasileira, como a parceria SMC-Brasil, o Guia de Diretrizes de Prevenção e Proteção à Erosão Costeira (2018) e a compatibilização de altimetria e batimetria do Brasil.

Neste ponto, ressalta-se a importância dos dados para monitoramento e gestão da zona costeira brasileira, principalmente relacionadas a implementação de metodologias como o Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC). Ainda que sejam estabelecidas políticas públicas para o gerenciamento e conservação costeira, existem lacunas que necessitam de atenção ao tema de vulnerabilidade e erosão costeira, sendo possível o constante monitoramento através de metodologias consolidadas diante das alterações climáticas e projeções de sobrelevação do NMM. Portanto, justifica-se a utilização do IVC como metodologia de suma importância para localizar áreas suscetíveis a desastres naturais, como erosão e inundação costeira, através da caracterização de variáveis físicas e dinâmicas conforme diferentes cenários de elevação do NMM.

3.2 Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM)

Segundo Souza *et al.*, (2005), as variações dos paleoníveis do mar são consequências diretas da flutuação dos volumes das bacias oceânicas e deformação das superfícies oceânicas, influenciados por processos de tectonoeustasia, glacioeustasia e geoidoeustasia. O nível do oceano em determinados locais da costa, portanto, é produto das interações entre os níveis das superfícies do oceano e da terra emersa adjacente, já estes influenciados por movimentos sísmicos e isostáticos (Figura 2). Os primeiros trabalhos apresentados sobre as curvas de VNRM através de dados paleoclimáticos postulavam padrões que ocorreriam de maneira similar em todos os continentes (FAIRBRIGDE, 1961). Segundo Pirazzoli (1991), as propostas apresentadas até aquele momento fomentaram as discussões acerca das curvas eustáticas, consideradas representativas do padrão mundial. Isla (1989) sugere que as variações do NRM no Holoceno ocorreram de maneira distinta nos Hemisférios Norte e Sul, quando os efeitos exercidos pela variação de volume das águas oceânicas são de magnitude mundial, enquanto as mudanças que ocorrem nas superfícies dos continentes atuam em escala regional.

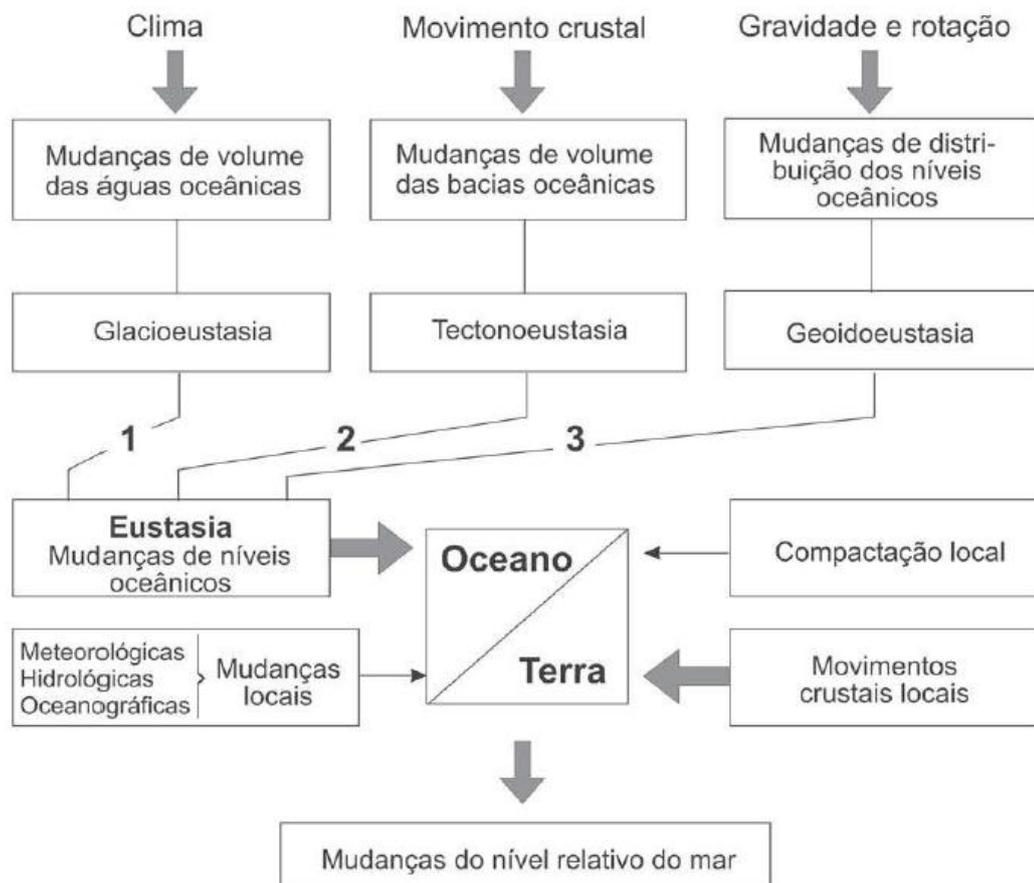


Figura 2. Controle de paleoníveis marinhos e continentais que exerceram as mudanças da Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM) durante o Quaternário. Fonte: Souza *et al.*, (2005).

Desta forma, justificam-se as discrepâncias de modelos propostos por autores nos países do Hemisfério Norte, com o atual NMM mais alto durante todo o Holoceno, e Hemisfério Sul, quando toda a costa passou por um período de submersão desde a transição Pleistoceno/Holoceno, seguido por uma fase de emersão até o NMM atual. No Brasil, as variações temporais e espaciais do nível relativo do mar no litoral são bem conhecidas nos últimos 400.000 anos A.P., devido aos registros datados e relacionados aos eventos transgressivos de destaque, como a Transgressão mais antiga, Transgressão Antiga, Penúltima Transgressão e Última Transgressão (RUBIRA; PEREZ FILHO, 2021). As regressões que sucederam os episódios transgressivos alteraram a geomorfologia e estratigrafia das planícies costeiras do litoral brasileiro, através de processos erosivos e deposicionais, originando a formação de deltas intralagunares e a construção de terraços marinhos (MARTIN *et al.*, 1996).

Dentre as principais discussões que abordam a VNRM no Brasil, destacam-se as propostas apresentadas por Suguio *et al.*, (1985) e Angulo & Lessa (1997) após os eventos que sucedem o *optimum* climático holocênico e os últimos 7.000 anos A.P. Para ambos os trabalhos, a costa foi submetida a uma fase de submersão que durou até 5.100 - 5.400 anos A.P., seguido por um processo de emersão associado à regressão que culminou no NRM atual. Este evento de emersão é descrito por Suguio *et al.*, (1985) mediante duas oscilações de alta frequência, que ocorreram em 4.200 – 3.700 e 2.700 – 2.100 anos A.P. (Figura 3), enquanto Angulo & Lessa (1997) contestam esta hipótese e defendem um processo de regressão progressiva contínua. O debate sobre as oscilações de alta frequência que sucedeu o *optimum* climático holocênico se estendeu por diversos anos através de contra argumentações e réplicas entre os autores (MARTIN *et al.*, 1998; LESSA & ANGULO, 1998; MARTIN; DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2003; ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006; CASTRO *et al.*, 2014; ANGULO *et al.*, 2016; CASTRO *et al.*, 2018; ANGULO *et al.*, 2018; CASTRO *et al.*, 2021).

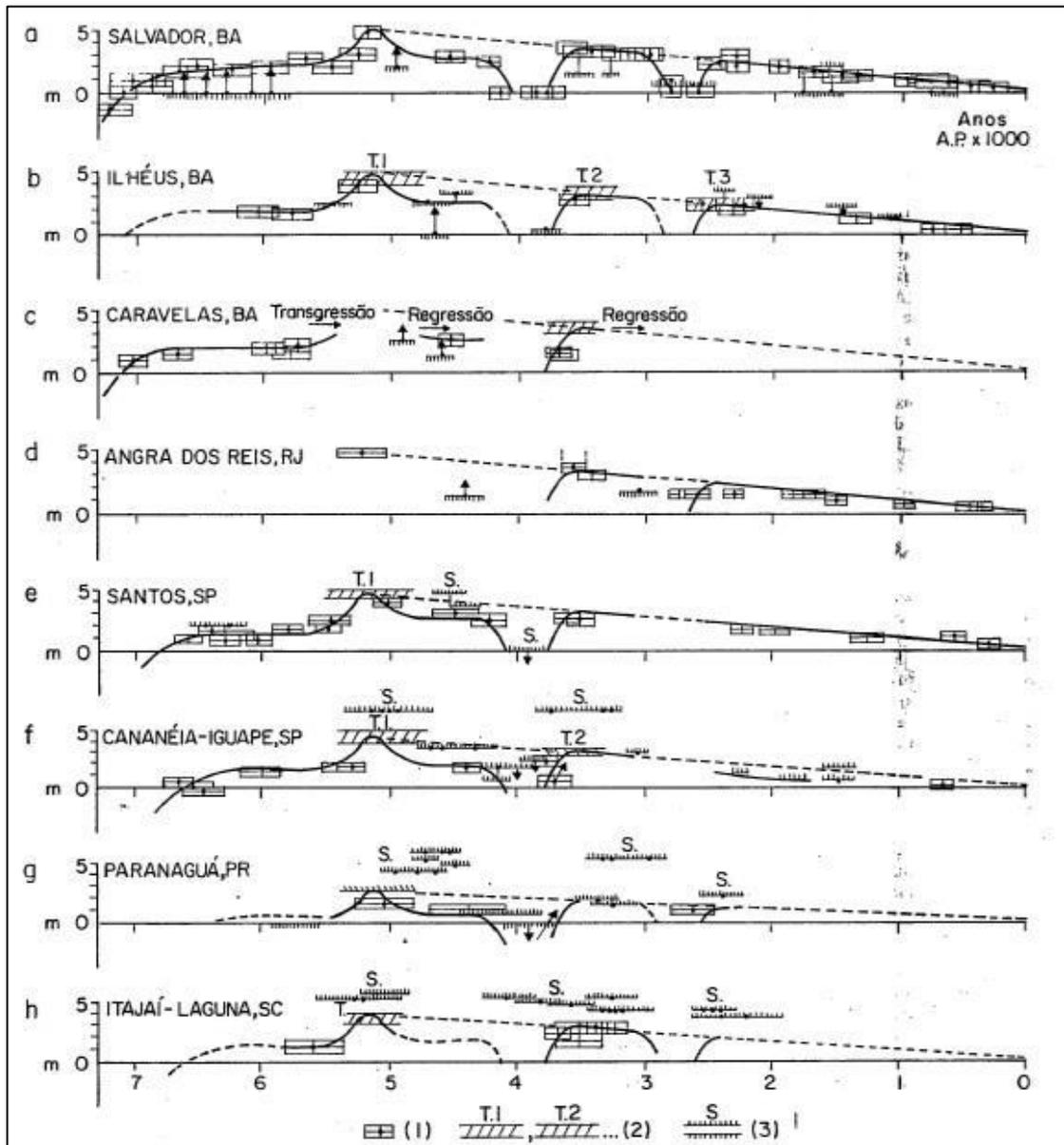


Figura 3. Curvas de variação do nível relativo do mar (VNRM) nos últimos 7.000 anos estabelecidos por Suguio *et al.*, (1985), com a ocorrência de duas oscilações de alta frequência entre 4.200 - 3.700 e 2.700 - 2.100 anos A.P. Fonte: Suguio *et al.*, (1985).

Segundo a proposta apresentada por Castro *et al.*, (2014), conceitua-se uma nova formulação da curva de VNRM através de indicadores biológicos e geológicos no Estado do Rio de Janeiro, sem a existência das duas oscilações de alta frequência sugeridas inicialmente por Suguio *et al.*, (1985), e posteriormente Martin, Dominguez e Bittencourt (2003). Destaca-se um recorde negativo do NRM de - 4,5 m abaixo do nível atual, registrado em 11.940 e 11.240 cal/anos A.P., na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno. Após essa transição, o “zero” (nível médio atual) foi ultrapassado pela primeira vez em 7.500 anos A.P. O primeiro pico máximo no Holoceno é atingido entre 5.500 – 4.500 anos A.P., com altura de + 2,5 m acima do

atual. Subsequente ao máximo transgressivo, a descida do NRM acarretou na construção de terraços marinhos e resultou na progradação da linha de costa até o nível atual, sem a ocorrência de oscilações secundárias de alta frequência. Posteriormente, Castro *et al.*, (2021) realiza uma revisão das oscilações do NRM apresentando novos dados que englobam técnicas analíticas, correções altimétricas e recalibrações nas idades aos indicadores geológicos e biológicos. Em comparação a curva proposta anteriormente por Martin, Dominguez e Bittencourt (2003) e Castro *et al.*, (2014), são registrados quatro oscilações após a Última Transgressão, entre 3.981 e 3.345 até 1.852 – 1413 cal/anos A.P. As evidências são realizadas através de datações em vermetídeos, sugerindo intervalos de curta e rápida variação do NRM (Figura 4).

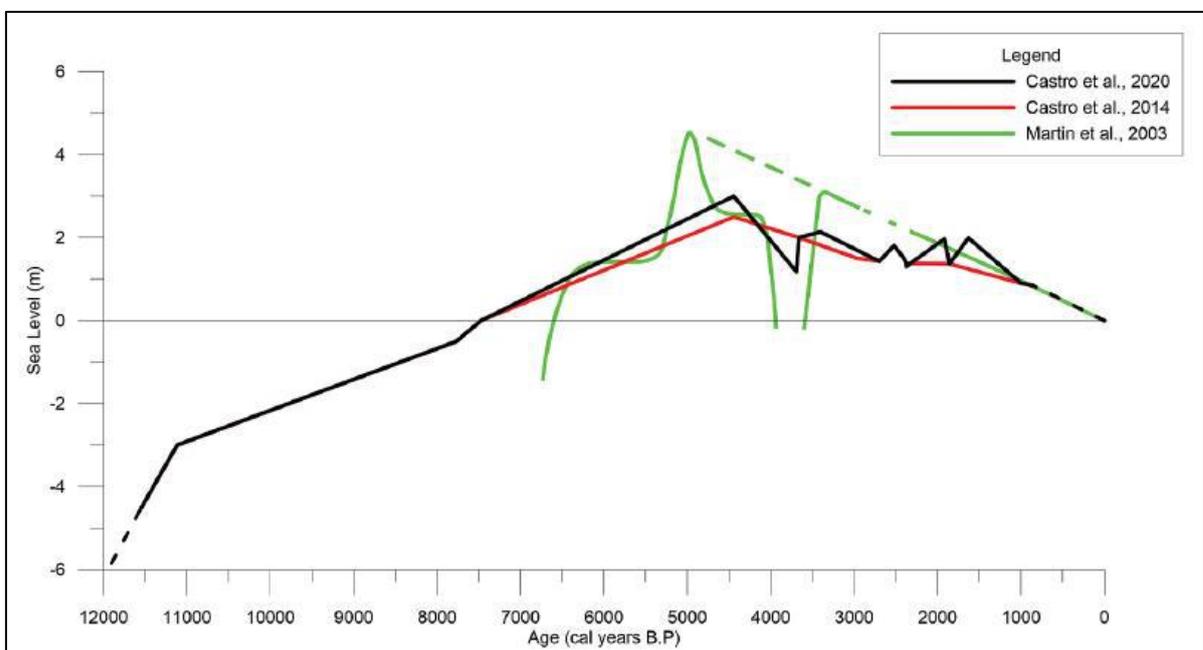


Figura 4. Curvas de Variação do Nível Relativo do Mar (VNRM) apresentada por Martin, Dominguez e Bittencourt (2003), Castro *et al.*, (2014) e Castro *et al.*, (2021), para a região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: Castro *et al.*, (2021).

Entre controvérsias, as curvas de VNRM do mar apresentadas relatam uma diminuição gradual desde 5.000 anos B.P. até os dias atuais. As flutuações do NRM no Estado do Rio de Janeiro que ocorreram durante o Quaternário são diretamente relacionadas com a formação das lagunas costeiras da Região das Baixadas Litorâneas (AREIAS, 2016). Após os eventos regressivos que sucederam a Última Transgressão, a regressão do paleonível relativo do mar causou uma transformação de lagunas em lagos, seguidamente por pântanos, e posteriormente em rios que fluíram diretamente para os oceanos, principalmente nas Região dos Lagos Fluminense do Estado do Rio de Janeiro, nas desembocaduras dos rios Una e São João

(DOMINGUEZ *et al.*, 1982; SUGUIO, 2003; CABRAL, 2018). De acordo com Suguio (2010), o alcance mínimo do método de datação por ^{14}C é de 300 anos, sendo inviável indicar a tendência atual de variação do NMM através de métodos geológicos. Desde o século XX, são utilizados dados maregráficos e oceanográficos com o intuito de identificar e monitorar o nível médio do mar (IPCC, 1992).

3.3 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Mudanças Climáticas Globais e Projeções de Sobrelevação do Nível Médio do Mar (NMM)

A comunidade científica que se atenta às ciências ambientais e geológicas está com as atenções centradas nos recentes estudos acerca das mudanças climáticas globais. Neste cenário atual, a elevação do nível dos oceanos torna-se um dos principais motivos de preocupação devido a expansão térmica e derretimento das camadas de gelo, consequência direta das emissões dos gases de efeito estufa, de origem antrópica, desde a Primeira Revolução Industrial no século XVIII (LE TREUT *et al.*, 2007; BINDOFF *et al.*, 2007). Antes da Era Industrial, por volta de 1750, a concentração estimada de dióxido de carbono na atmosfera era de 280 ± 10 ppm, enquanto em 1999 atingiu o pico de 367 ppm (PRENTICE *et al.*, 2001). Segundo dados do IPCC (1992), estima-se que as atividades humanas tenham causado aproximadamente $1,0$ °C de aquecimento global acima dos níveis pré-industriais, com possibilidades de crescimento em até $1,5$ °C entre 2030 e 2052 pelo ritmo da taxa atual.

Conforme IPCC (1992), a emissão de gases do efeito estufa resultam na expansão e aquecimento dos oceanos, que conseqüentemente aumentam o nível médio do mar. Os primeiros relatórios realizados pelo IPCC (1992, 1995) identificam um aumento de 10 - 25 cm nos últimos 100 anos, sendo estimados através da expansão térmica dos oceanos (2 – 7 cm) e as taxas de degelo das geleiras e calotas polares (2 – 5 cm). De acordo com o modelo de Warrick *et al.*, (1995), as primeiras projeções de sobrelevação do NMM até 2100 utilizam os cenários estabelecidos de emissão dos gases do efeito estufa. O IS92a-f (*Six Alternative IPCC Scenarios A to F*) são classificados em seis cenários com parâmetros considerados de melhor estimativa, incluindo e excluindo os efeitos das mudanças em concentrações de aerossol após 1990. As projeções mais pessimistas estimadas até 2100 são de 13 cm (IS92c), 49 cm (IS92a) e 94 cm (IS92e), apontando cenários que incluem mudanças na concentração de aerossóis e o aumento de temperatura em $1,5$ °C, $2,5$ °C e $4,5$ °C, respectivamente. As projeções assumindo efeitos de quantidades constantes de aerossóis após 1990 varia de 13 cm (IS92c), 55 cm (IS92a) e 110 cm

(IS92e) (Figura 5). Considerando um cenário modelo representado pelo IS92a, o NMM projetado para 2100 é estabelecido em cerca de 50 cm mais alto que 1999, com uma faixa de incerteza entre 20 – 86 cm.

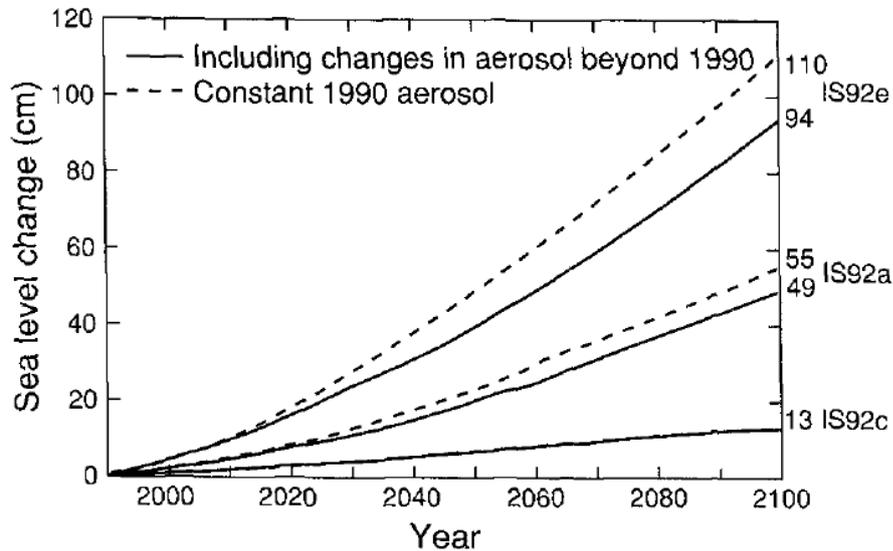


Figura 5. Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecidas por Warrick *et al.*, (1996). As projeções mais pessimistas estimadas são de 13 cm (IS92c), 49 cm (IS92a) e 94 cm (IS92e), apontando cenários que incluem mudanças na concentração de aerossóis e o aumento de temperatura em 1,5 °C, 2,5 °C e 4,5 °C, respectivamente. As projeções que estabelecem quantidades de aerossóis constantes após 1990 varia em 13 cm (IS92c), 55 cm (IS92a) e 110 cm (IS92e). Fonte: Warrick *et al.*, (1995).

O Terceiro Relatório de Avaliação (TRA) do IPCC foi realizado no ano de 2001 com revisões sobre os dados de projeções de sobrelevação do NMM através da utilização de novas tecnologias e experimentos. Church *et al.*, (2001) acrescenta informações acerca de descongelamento do *permafrost*, deposição de sedimentos e inclui entre 0 a 0,5 mm/ano de aumento como resposta a evolução contínua das camadas de gelo desde o LGM (*Last Glacial Maximum*). Ressalta-se que Church *et al.*, (2001) considera de grande importância as contribuições de Warrick *et al.*, (1995), em projeções com base na expansão térmica nos oceanos e na perda de massa de geleiras e calotas polares, além de estimar concentrações futuras de gases do efeito estufa e de aerossóis seguindo os cenários de IS92.

Destaca-se como contribuição de Church *et al.*, (2001) a execução de diferentes modelos matemáticos de AOGCMs (*Atmosphere-Ocean General Circulation Model*) através dos cenários de IS92, que refletem incertezas inerentes aos processos de mudanças do NMM. Objetivando-se quantificar essas incertezas resultantes das emissões futuras dos gases do efeito estufa, ocorreram atualizações referentes as projeções de expansão térmica e derretimento de gelo através dos cenários SRES (IPCC *Special Report on Emissions Scenarios*, 2000), constituído de seis classificações projetadas para aprimorar aspectos dos antigos cenários IS92 (Figura 6). Os resultados apresentados através das seis classificações SRES sugerem uma faixa de incerteza entre 9 - 88 cm de 1990 até 2100, através de temperaturas que variam entre 1,4 a 4,2 °C pelos modelos fornecidos do AOGCMs. O valor médio estimado é de 48 cm, próximo aos resultados apontados por Warrick *et al.*, (1995) (Figura 7).

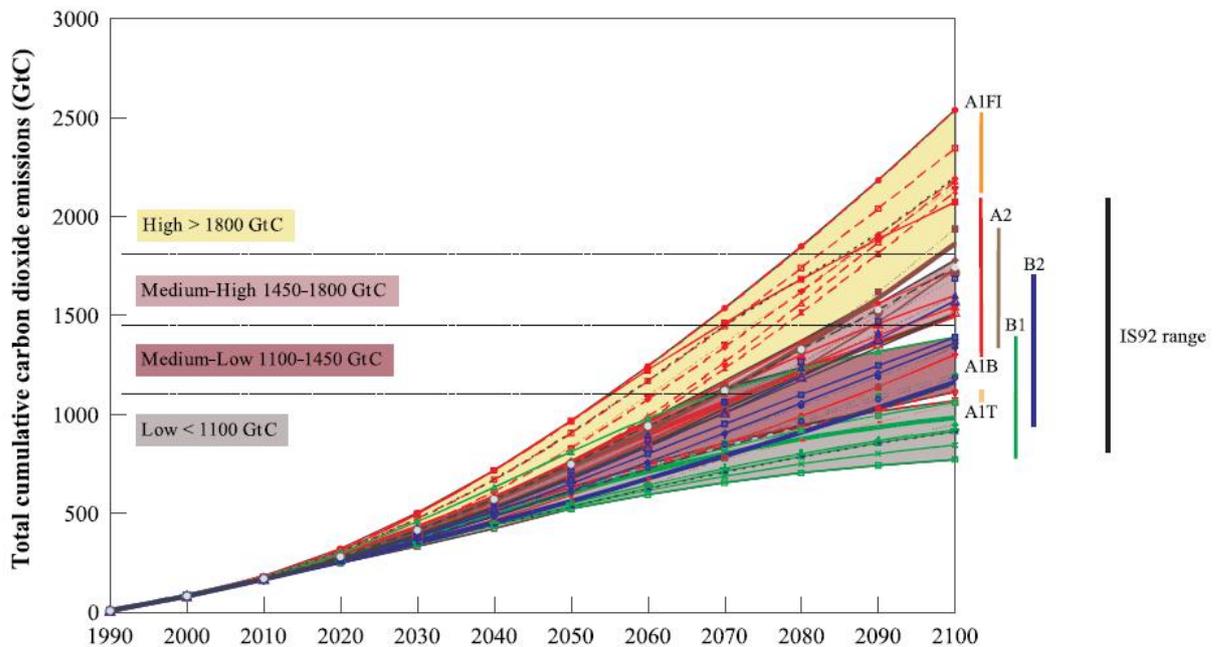


Figura 6. Cenários de emissões futuras dos gases do efeito estufa SRES (Special Report on Emissions Scenarios) em comparação aos antigos cenários IS92. Comparação entre emissões de dióxido de carbono em GtC (gigatons de carbono) estimadas até 2100. Fonte: IPCC Special Report on Emissions Scenarios (2000).

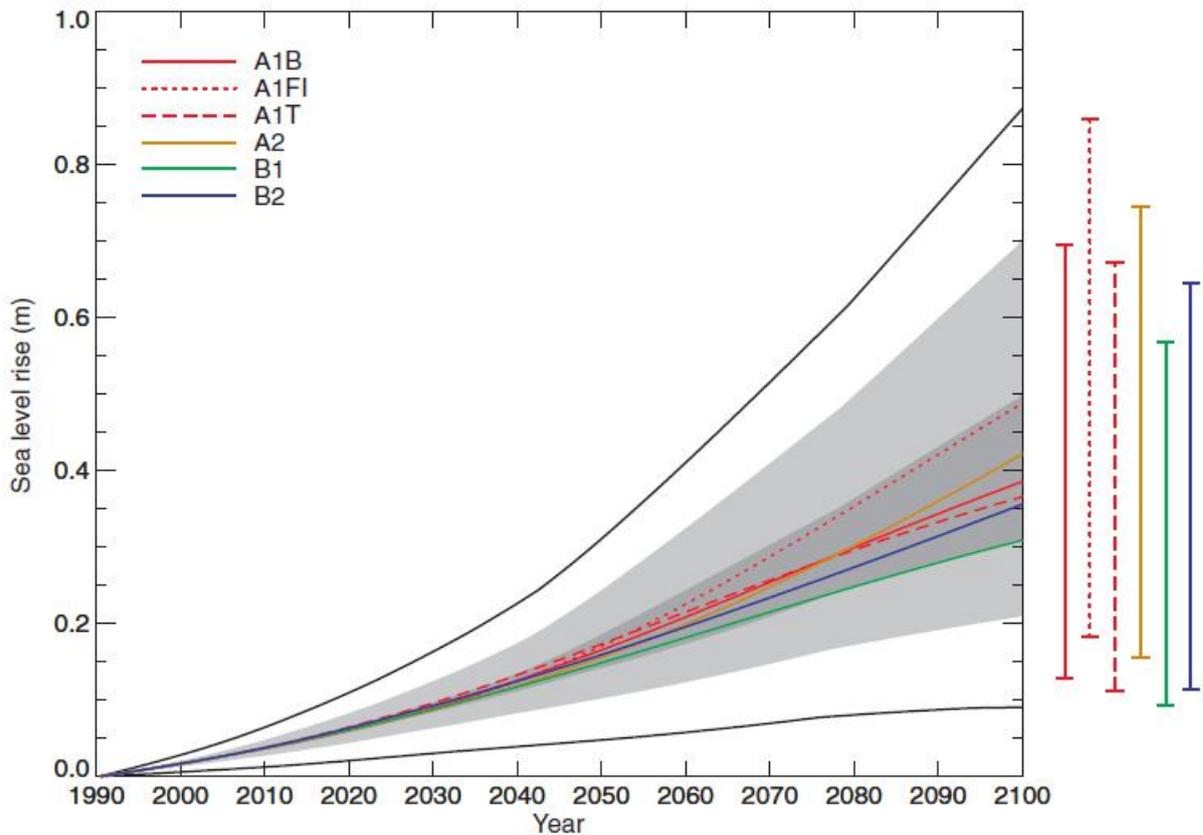


Figura 7. Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecidos por Church *et al.*, (2001), utilizando as atualizações de projeções de expansão térmica e derretimento de gelo através dos cenários SRES (Special Report on Emissions Scenarios). Fonte: Church *et al.*, (2001).

O Quarto Relatório de Avaliação (QRA) do IPCC apresenta as estimativas quanto as projeções de sobrelevação do NMM até 2100, além de uma síntese acerca do aumento do NMM durante o século XX. Bindoff *et al.*, (2007) acrescenta dados de medidas altimétricas por satélites desde o início de 1990 indicando uma taxa de aumento do NMM de 3 mm/ano, significativamente mais alto comparado a taxa entre 1,5 e 2 mm/ano registrado desde o início do século. No entanto, destaca-se a não uniformidade na distribuição geográfica relacionada ao aumento do NMM, sendo possível indicar regiões dos oceanos Pacífico e Índico em processo de descida do NMM (Figura 8). Nerem (1999) sugere que estes padrões refletem flutuações decadais, demonstrando forte influência de eventos como o El Niño entre 1997 – 1998.

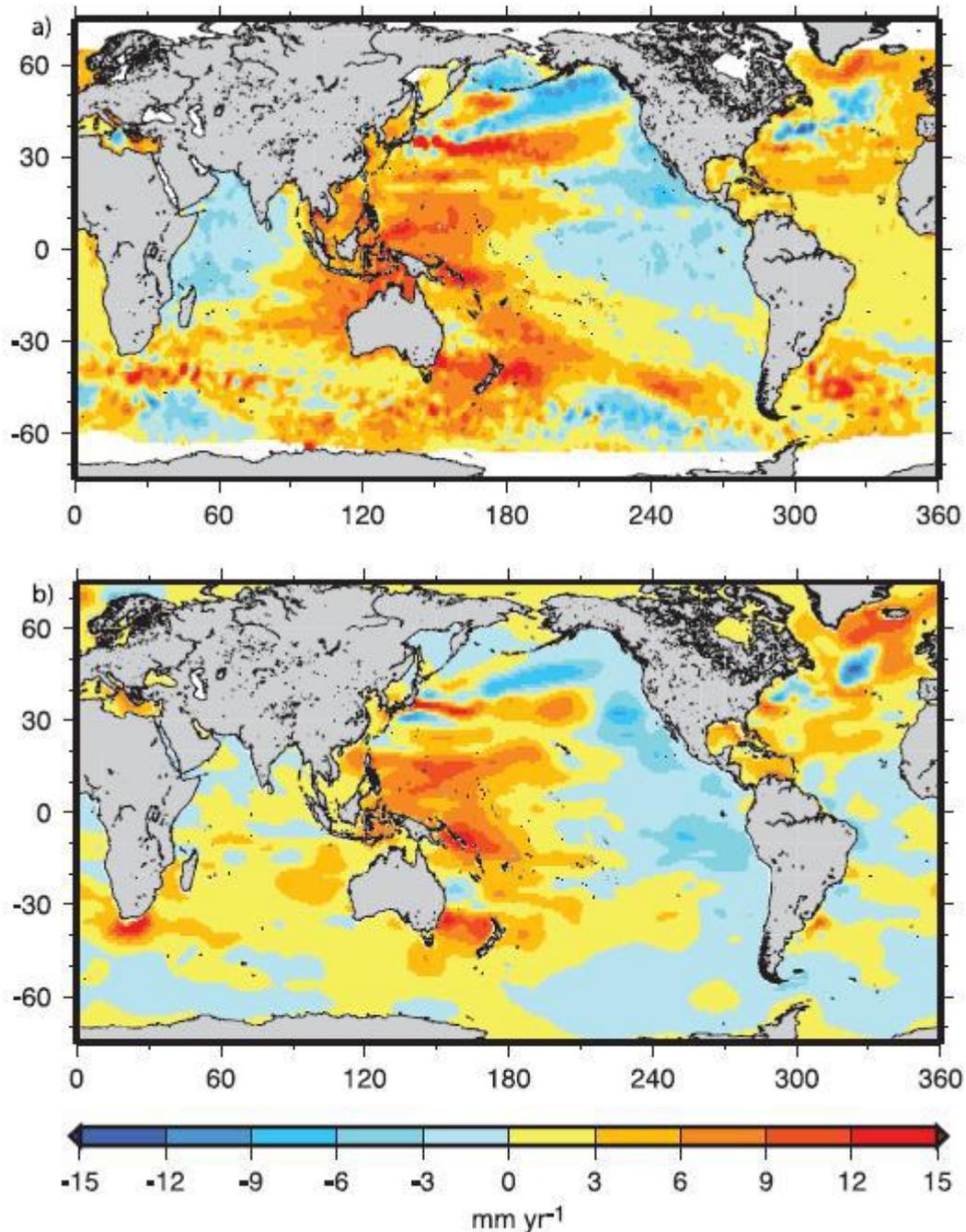


Figura 8. Variação do NMM no período 1993 – 2003 baseados em altimetria de satélites em (a); e (b) tendências de expansão térmica para o mesmo período. Fonte: Bindoff *et al.*, (2007).

As estimativas de sobrelevação do NMM são apresentadas por Meehl *et al.*, (2007) com base nas metodologias utilizadas pelos relatórios anteriores, principalmente aos modelos de simulação AOGCMs realizados no TRA. Os resultados são avaliados pelos seis cenários SRES estabelecidos para o século XXI e através de dezessete modelos de expansão térmica e mudanças no gelo fornecidos pelos AOGCMs (Figura 9). Observa-se a ocorrência de revisões mais discretas em comparação a Church *et al.*, (2001) por dois motivos: primeiro, as projeções

de sobrelevação do NMM do QRA são realizadas especificamente para o intervalo entre 2090 – 2099, enquanto as projeções do TAR ocorrem entre 1990 – 2100, e segundo, Church *et al.*, (2001) acrescenta constantes envolvendo o descongelamento do *permafrost*, não utilizados no QRA.

		B1		B2		A1B		A1T		A2		A1FI	
Thermal expansion	m	0.10	0.24	0.12	0.28	0.13	0.32	0.12	0.30	0.14	0.35	0.17	0.41
	mm yr ⁻¹	1.1	2.6	1.6	4.0	1.7	4.2	1.3	3.2	2.6	6.3	2.8	6.8
G&IC	m	0.07	0.14	0.07	0.15	0.08	0.15	0.08	0.15	0.08	0.16	0.08	0.17
	mm yr ⁻¹	0.5	1.3	0.5	1.5	0.6	1.6	0.5	1.4	0.6	1.9	0.7	2.0
Greenland Ice Sheet SMB	m	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01	0.08	0.01	0.07	0.01	0.08	0.02	0.12
	mm yr ⁻¹	0.2	1.0	0.2	1.5	0.3	1.9	0.2	1.5	0.3	2.8	0.4	3.9
Antarctic Ice Sheet SMB	m	-0.10	-0.02	-0.11	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.02	-0.12	-0.03	-0.14	-0.03
	mm yr ⁻¹	-1.4	-0.3	-1.7	-0.3	-1.9	-0.4	-1.7	-0.3	-2.3	-0.4	-2.7	-0.5
Land ice sum	m	0.04	0.18	0.04	0.19	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.20	0.04	0.23
	mm yr ⁻¹	0.0	1.8	-0.1	2.2	-0.2	2.5	-0.1	2.1	-0.4	3.2	-0.8	4.0
Sea level rise	m	0.18	0.38	0.20	0.43	0.21	0.48	0.20	0.45	0.23	0.51	0.26	0.59
	mm yr ⁻¹	1.5	3.9	2.1	5.6	2.1	6.0	1.7	4.7	3.0	8.5	3.0	9.7
Scaled-up ice sheet discharge	m	0.00	0.09	0.00	0.11	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.13	-0.01	0.17
	mm yr ⁻¹	0.0	1.7	0.0	2.3	0.0	2.6	0.0	2.3	-0.1	3.2	-0.1	3.9

Figura 9. Comparações de sobrelevação do NMM entre 1980 – 1999 e a projeção estimada para 2090 – 2099, utilizando os seis cenários SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*). Fonte: Meehl *et al.*, (2007).

O Quinto Relatório de Avaliação do IPCC apresentado no ano de 2013 sintetiza os dados mais alarmantes de projeções de sobrelevação do NMM e de mudanças climáticas globais até aquele momento. Conforme apresentado no QRA, é corroborado a taxa de aumento do NMM registrada de 3,2 (2,8 – 3,6) mm/ano entre 1993 até 2010, significativamente mais alto que o ocorrido entre 1920 – 1950, enquanto no período 2007 – 2013 observa-se um aumento da taxa até alcançar os valores de 3,7 mm/ano. Através de uma nova estimativa para diagnosticar as projeções de concentração de gases do efeito estufa na atmosfera, é apresentado pelo IPCC (2013) quatro classificações RCP (*Representative Concentration Pathway*), através das RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 e RCP 8.5, sendo RCP 2.6 mais otimista e RCP 8.5 mais pessimista, representadas em unidades w/m². Portanto, as estimativas de sobrelevação do NMM até 2100 realizadas por Church *et al.*, (2013) são mais expressivas comparadas ao QRA, sendo de 44 (28 – 61) cm pelo RCP 2.6, 53 (33 – 71) cm pelo RCP 4.5, 55 (38 – 73) cm pelo RCP 6.0, e finalmente, de 74 (52 – 98) cm pelo RCP 8.5 (Figura 10). As projeções baseadas no aumento do NMM para cada cenário RCP utilizam como base os resultados de vinte e um AOGCMs CMIP5. Ressalta-se que a taxa mais pessimista apresentada pelo RCP 8.5 poderá alcançar valores de até 11 (8 – 16) mm/ano no período 2081 – 2100, caso mantenha o padrão de aceleração.

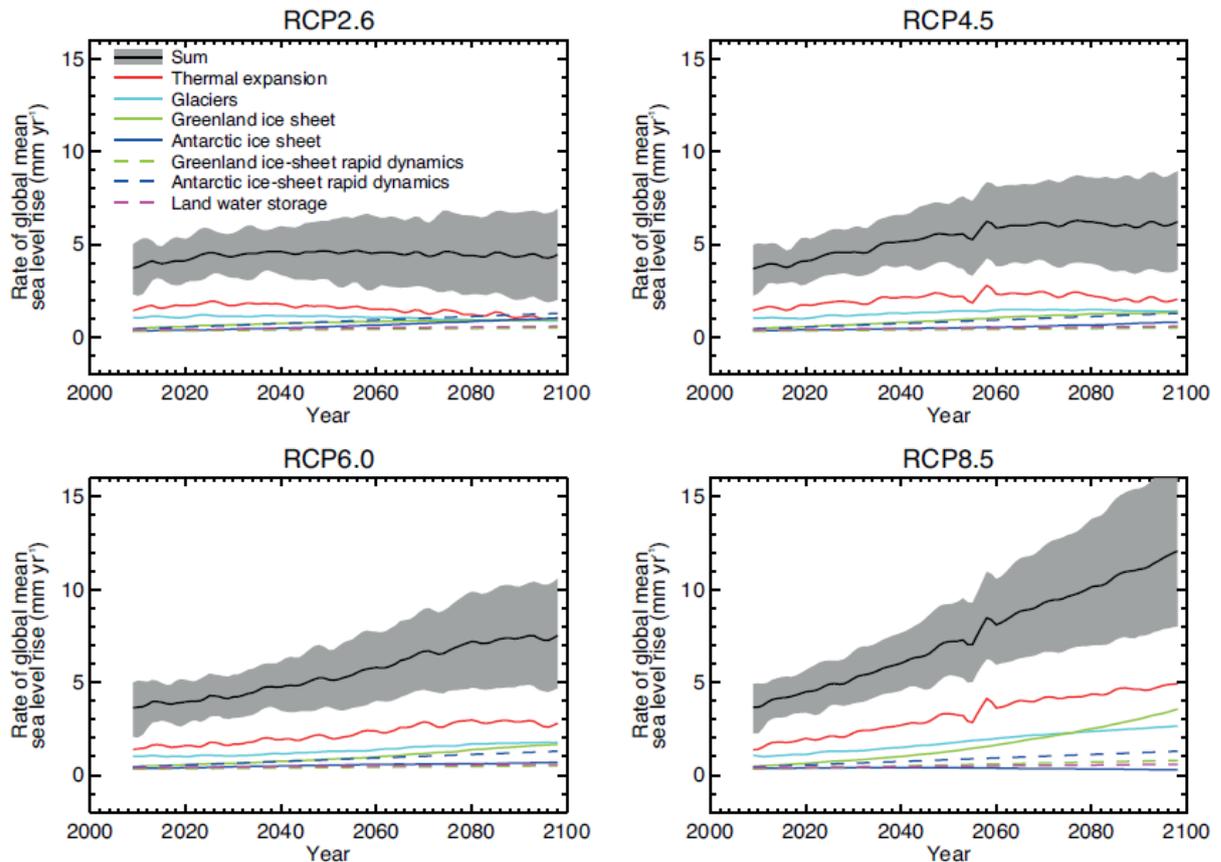


Figura 10. Projeções de sobrelevação do NMM até 2100 estabelecido por Church *et al.*, (2013) através de uma nova estimativa para diagnosticar as projeções de concentração de gases do efeito estufa na atmosfera, as classificações RCP (Representative Concentration Pathway). Fonte: Church *et al.*, (2013).

Em 2016, com o intuito de otimizar as questões regionais no escopo do Sexto Relatório de Avaliação do IPCC, são oficialmente designados a preparação de relatórios especiais sobre os impactos do aquecimento global e mudanças climáticas no oceano, criosfera e no solo. São estabelecidos os Relatórios Especiais, segmentados em: Special Report: Global Warming of 1,5 °C (SR15), Special Report: Climate Change and Land (SRCCL) e Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (SROCC). O relatório SROCC (2019) fornece uma síntese das pesquisas anteriores sobre o aumento do NMM global, ressaltando os registros de aumento nas taxas de 1,4 mm/ano entre 1901 – 1990, 2,1 mm/ano entre 1970 – 2015, 3,2 mm/ano de 1993 - 2015 até uma aceleração de 3,6 mm/ano no período 2005 – 2015.

Para as futuras projeções de aumento do NMM até 2100 apresentadas no relatório SROCC (2019), estima-se um aumento de 43 (29-59) cm pelo RCP 2.6, previsão mais otimista, e um aumento de 84 (61 – 111) cm pelo RCP 8.5, mais pessimista. Destaca-se os valores apresentados pelo RCP 8.5 mais alarmante em comparação ao Quinto Relatório de Avaliação,

incluindo as projeções de aumento do NMM em até 28 cm pelo degelo na região da Antártica. De acordo ainda com o RCP 8.5, a taxa de aumento do NMM poderá alcançar 15 (10 – 20) mm/ano até 2100, previsão mais pessimista apresentada até então pelo IPCC (Figura 11).

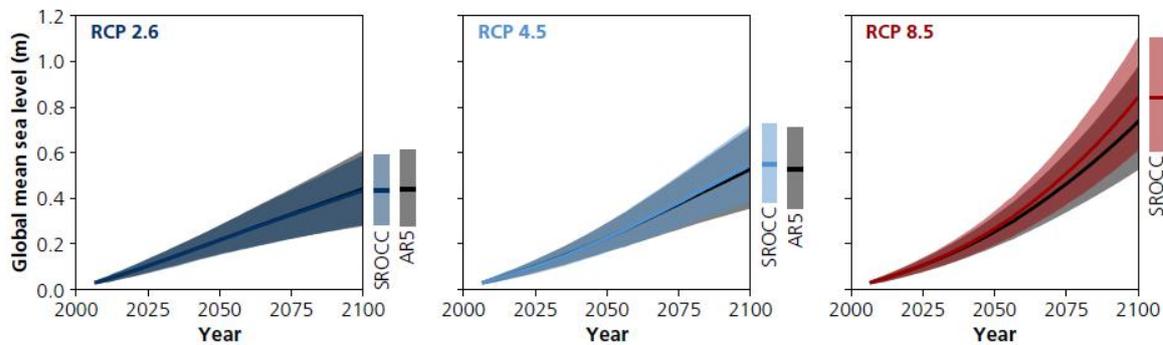


Figura 11. Projeções de aumento do NMM até 2100 por Oppenheimer *et al.*, (2018), estimando um aumento de 43 (29-59) cm pelo RCP 2.6, previsão mais otimista, e um aumento de 84 (61 – 111) cm pelo RCP 8.5, mais pessimista. Destaca-se os valores apresentados pelo RCP 8.5 mais alarmante em comparação ao Quinto Relatório de Avaliação. Fonte: Relatório SROCC (2019).

O Sexto Relatório de Avaliação (AR6) previsto para 2022 consiste em três contribuições do grupo de trabalho e uma síntese dos relatórios anteriores, que integram as avaliações dos Relatórios Especiais produzidos durante este ciclo. As expectativas centram-se aos possíveis novos dados ainda mais alarmantes que os Relatórios Especiais, prevendo uma sobrelevação do NMM até 2100 mais pessimista que a apresentada no relatório SROCC. Justifica-se, portanto, a utilização da metodologia Índice de Vulnerabilidade Costeira, permitindo identificar cenários de suscetibilidade de zonas costeiras conforme projeções do aumento do NMM. O IVC torna-se uma ferramenta eficaz para planejamento costeiro através da entrada de dados para os três cenários estabelecidos pelo Relatório SROCC (2019).

4. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

4.1 Condicionantes Geológicos

A área de estudo está inserida no Domínio Tectônico Cabo Frio – DTCTF, segmento central da Faixa Ribeira, terreno geológico acrescido no Cambriano ao evento denominado Orogênese Búzios, entre 535-520 Ma (TROMPETTE, 1994; SCHMITT *et al.*, 2001, 2004; HEIBRON *et al.*, 2008). De acordo ao embasamento cristalino, são designados aos promontórios rochosos que afloram e delimitam o arco praial da enseada da Baía Formosa, constituídos pelos ortognaisses félsicos do Complexo Região dos Lagos, de idade paleoproterozóica, e a sequência supracrustal, por metassedimentos do Grupo Búzios-Palmital de idade neoproterozóica (MARTIN *et al.*, 1997; SCHMITT, 2012). Segundo Schmitt (2012), no período entre o Cretáceo Superior - Eoceno (93-40 Ma), durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, um pulso magmático alcalino foi responsável pela formação da Ilha do Cabo Frio e do Morro São João (Figura 11).

Conforme Turq *et al.*, (1999), os depósitos costeiros da região são formados por sedimentos de ambientes continentais com origem no Neógeno (Formação Barreiras), além de depósitos fluviais e marinhos associados às variações do nível relativo do mar ocorridas ao longo do Quaternário (Figura 11). Os depósitos quaternários caracterizam-se por sedimentos de idades pleistocênica e holocênica, com origem marinha e continental (CASTRO *et al.*, 2014). Os sedimentos pleistocênicos são descritos em terraços arenosos de coloração esbranquiçada a escura, geralmente atribuídos à presença de matéria orgânica (MARTIN *et al.*, 1997). Já os sedimentos holocênicos são descritos em terraços holocênicos, caracterizados em terras baixas e pantanosas, constituídos de material siltico e areno-argiloso. Registra-se também a ocorrência de grande quantidade de conchas de moluscos típicas de ambientes paleolagunares (CABRAL, 2018).

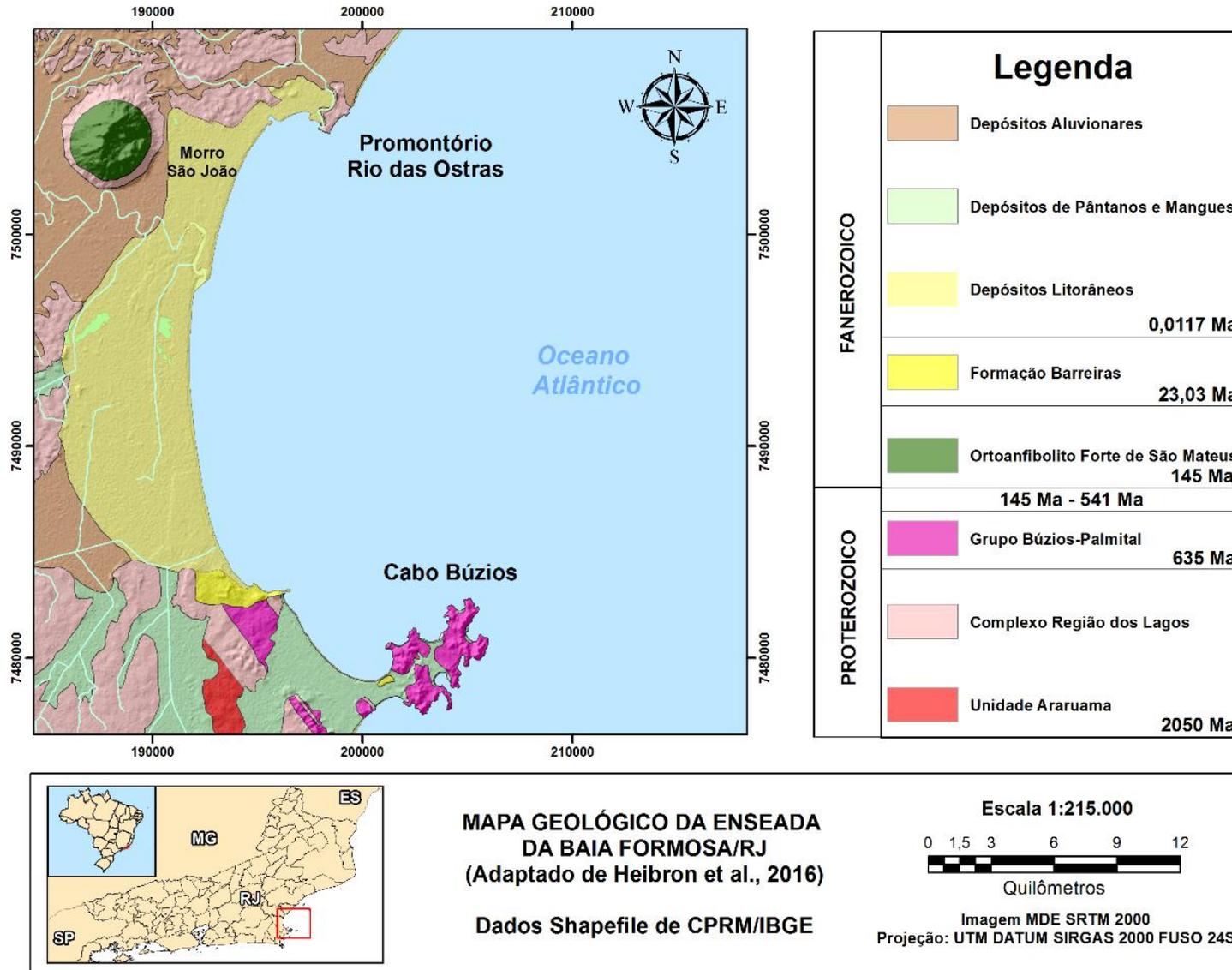


Figura 12. Mapa Geológico da Enseada da Baía Formosa - Região dos Lagos Fluminense/Estado do Rio de Janeiro. Fonte: Adaptado de Heibron *et al.*, (2016).

Trabalhos desenvolvidos sobre as oscilações do nível relativo do mar durante o Holoceno identificaram antigas posições de linha de praia, referentes à última transgressão holocênica ocorrida nesse segmento de litoral do sudeste brasileiro (MARTIN *et al.*, 1996; CASTRO *et al.*, 2014, 2018, 2021). O pico dessa transgressão ocorreu há aproximadamente entre 6.335 a 4.800 anos cal AP (CUNHA *et al.*, 2017). O paleonível do mar foi de 3,0 m acima do atual, resultando na formação de uma grande paleolaguna. Sistemas de ilhas-barreira e cristas de praia foram formados à medida que o nível relativo do mar foi rebaixando (CASTRO *et al.*, 2014). À medida que o nível do mar recuava, a planície costeira foi se estabelecendo, favorecendo a formação dos rios São João e Una, dunas e pântanos (CASTRO *et al.*, 2014, 2018; CABRAL; CASTRO; CUNHA, 2018). A ocorrência de dunas escalonares (*climbing dunes*) nessa região associa-se ao regime de vento unidirecional de nordeste e as frentes montanhosas de retaguarda que impedem a projeção desses depósitos eólicos sobre a vegetação arbórea da mata atlântica (CASTRO, 2006; SILVEIRA *et al.*, 2021).

A plataforma continental é recoberta por areias médias a finas e por uma delgada camada de lama próxima a isóbata de 20 m (MUEHE & VALENTINI, 1998; MUEHE *et al.*, 2011). Conforme Fernandes & Castro (2020) a enseada da Baía Formosa é caracterizada por dois segmentos morfodinâmicos bem distintos. O primeiro se refere ao segmento sul, entre o rio São João e o Cabo Búzios, identifica-se a presença de cordões litorâneos suaves com praias relativamente largas e de baixo declive. Essas condições foram controladas pela regressão marinha após o *optimum* climático e pelo significativo aporte de material arenosiltoso proveniente do sistema de drenagem local. O aporte de material predominantemente fino em direção a plataforma continental interna e a ação das ondas, favorece, condições de declividade mais suaves da antepraia, propiciando estágio morfodinâmico dissipativo. O segundo no extremo oposto, entre o promontório de Rio das Ostras e a desembocadura do rio São João, as praias apresentam padrão granulométrico constituído por areias médias a grossas, denotando estágio morfodinâmico de intermediário a refletivo. A alta concentração de material grosso nesse segmento de litoral relaciona-se a três aspectos sedimentológicos distintos: primeiro em decorrência da remoção dos sedimentos mais finos pela ação das correntes de retorno “*rip current*” e de deriva litorânea “*longshore current*”; o segundo, relacionado ao aporte de sedimentos provenientes de desembocaduras do São João, e o último, associa-se a eventos extremos de tempestade (MUEHE *et al.*, 2015).

4.2 Aspectos Climáticos

O clima local caracteriza-se como semiárido, com baixos índices pluviométricos, entre 750 e 855 mm/ano e taxas de evaporação elevadas, entre 1.200 a 1.400 mm/ano (BARBIERI, 1984). A circulação atmosférica é resultado da ação do sistema ASAS (Anticiclone Subtropical Atlântico Sul), responsável pela geração de ventos de nordeste durante a maior parte do ano e da entrada de sistemas frontais durante meses de inverno (REBOITA; AMBRIZZI; ROCHA, 2009). Dados coletados em escala anual pela estação meteorológica mantida pela Companhia de Alcalis do Brasil, no município de Arraial do Cabo, apontam que a frequência dos ventos de nordeste na região está na ordem de 40% (RANGEL, 2005).

A região é fortemente influenciada pela ressurgência costeira, impulsionada pelos ventos de nordeste, trazendo à superfície, águas frias e ricas em nutrientes (AREIAS *et al.*, 2020). Quando os ventos de nordeste persistem por vários dias, ocorre uma forte ressurgência, diminuindo a temperatura da superfície do mar em até 15° C (VALENTIN, 1984). Algumas anomalias da superfície do mar, causadas por temperaturas mais baixas decorrentes da ressurgência costeira, estão presentes na plataforma continental, especialmente durante o verão (GYLLENCREUTZ *et al.*, 2010). Segundo Martin *et al.*, (1996), os ventos do segmento sul são mais frequentes durante o inverno, o que torna as águas oceânicas mais quentes nesse período.

4.3 Aspectos Oceanográficos

Trabalhos desenvolvidos na Bacia de Campos definem o clima de ondas da região com ondulações provenientes do quadrante nordeste, e ocorrências de marulhos originadas por ciclones extratropicais, associados aos sistemas frontais e frentes frias polares, com direção sudeste (PINHO, 2003; SAVI, 2007; CASTRO; FERNANDES; DIAS, 2011; PARENTE *et al.*, 2014; CASTRO, 2018; FERNANDES & CASTRO, 2020). O regime é de micromaré com característica semidiurna, apresentando, no mesmo dia, dois períodos de preamar e baixamar. Conforme informações da Marinha do Brasil referentes ao marégrafo Ponto do Forno, localizado no município de Arraial do Cabo, cerca de 30 km de distância da área de estudo, o nível médio do mar (NMM) registrado é de 0,68 m, acima do nível de redução (NR) local de 2,15 m.

Segundo Fernandes (2010), a altura predominante de ondas significativas (H_s) na região ocorre na classe de 1,0 a 2,0 m em 40% das observações estudadas, com período médio das ondas de 5 a 8 s. A segunda classe mais representativa está entre 2,0 a 3,0 m, correspondendo

entre 20 – 28% da frequência de ondas. A classe entre 0 e 1,0 m representa a terceira classificação de predominância de ondas significativas, entre 15 – 26%. As ondas mais altas ocorrem no quadrante sul, caracterizadas por ressacas ocasionais com altura de arrebentação inferior a 3,0 m. A região entre a Ponto do Pai Vitório e o Cabo Búzios apresenta a maior frequência de ondas menores que 1,0 m, com períodos entre 6 a 2 s. Bulhões e Fernandez (2011) e Muehe *et al.*, (2015) destacam o efeito sombra ocasionado pelo Cabo Búzios, protegendo relativamente este segmento dos trens de ondas provenientes do quadrante sul/sudeste.

4.4 Densidade e Ocupação Urbana

Ao longo do tempo, as pressões sócio-econômicas na zona costeira vêm desencadeando um processo acelerado de urbanização não planejada e intensa degradação dos recursos naturais (FERNANDES, 2010). Além das ameaças à sustentabilidade econômica, são fatores que impactam na qualidade ambiental e das vidas das populações humanas. Desde a década de 1970, o pontapé inicial para a ocupação urbana desenfreada na enseada da Baía Formosa ocorreu em virtude das descobertas de reservas de petróleo na Bacia de Campos, o que constituiu um grande fator de atração populacional e desenvolvimento econômico para a região (NAINE, 2018). A partir da década de 90, ocorreu um período de grande crescimento urbano da região, principalmente na orla costeira, promovendo a alta densidade urbana em zonas consideradas vulneráveis. Em Rio das Ostras, foi registrada uma taxa média de aumento em 7,19% no período 1991 – 2000, chegando a registrar 131.976 habitantes no ano de 2015 (NAINE, 2018).

Conforme Lins-de-Barros (2010), utilizando dados do IBGE/2000 (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas), cerca de 57% da população municipal de Rio das Ostras, reside em até 1,0 km da linha de costa, enquanto estes valores sobem para 59% referente a população da cidade de Búzios. Em Cabo Frio, que compreende o setor central da área de estudo, a porcentagem de concentração urbana no litoral é de aproximadamente 6%, representando uma parcela mínima em relação ao total da população de 126.828 habitantes. A região também apresenta uma grande população flutuante associada à atividade turística, importante fator a ser destacado à vulnerabilidade costeira pela pressão exercida ao ecossistema, com potencial prejuízo econômico em caso de desastres associados a inundações marinhas.

5. MATERIAIS & MÉTODOS

O Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) propõe uma metodologia para monitorar os impactos da erosão costeira através de dois grupos de variáveis, envolvendo aspectos físicos e dinâmicos de um determinado segmento de linha de costa (THIELER & HAMMAR-KLOSE, 1999abc). As variáveis físicas relacionam-se a geomorfologia, declividade e as taxas de erosão e/ou acreção da linha de costa. Enquanto as variáveis dinâmicas envolvem a amplitude de maré, altura significativa de onda (H_s) e variação relativa do nível do mar (VRNM). A magnitude destas variáveis é representada numericamente em intervalos de vulnerabilidade, classificados como, muito baixa, baixa, moderada, alta e muito alta, variando entre 1 e 5 sendo o primeiro, menos vulnerável e o último mais vulnerável. Neste trabalho, apresenta-se o resultado do IVC utilizando duas projeções de sobrelevação do nível médio mar estabelecidos pelo IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Para o cenário mais otimista, o RCP (*Representative Concentration Pathway*) 2,6 com projeção de 4,0 mm/ano até 2100, e no mais pessimista o RCP 8,5 com projeção de 15 mm/ano até 2100. A Figura 13 apresenta o organograma demonstrando as etapas de trabalho.

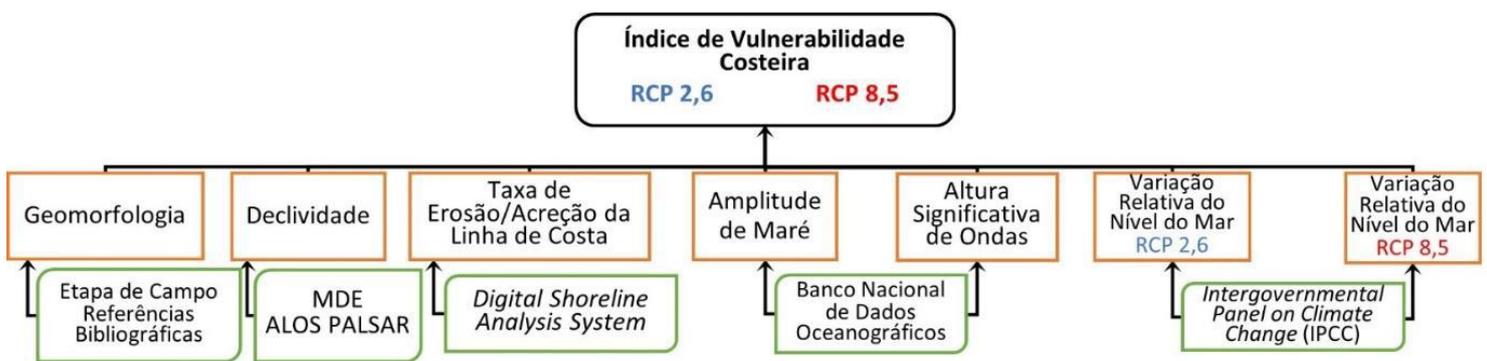


Figura 13. Organograma do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) considerando duas projeções de sobrelevação do nível médio do mar, pelos RCP 2,6 (4 mm/ano) e RCP 8,5 (15 mm/ano) até 2100. Seção de coloração verde: Materiais & Métodos; Seção de coloração laranja: Variáveis Físicas e Dinâmicas; Seção de coloração preta: Resultados.

5.1 Materiais

Os procedimentos metodológicos constaram de duas etapas de trabalho, envolvendo sensoriamento remoto: (1) imagens de resolução espacial moderada (30,0 m); (2) imagens de alta resolução espacial (1,0 – 2,0 m). As imagens de resolução espacial moderada de 30,0 m foram obtidas através de sensores dos satélites Landsat 5 (TM), Landsat 7 (ETM +) e Landsat 8 (OLI), referentes aos anos de 1986, 1999, 2013 e 2020. As imagens de alta resolução espacial, foram obtidas através dos sensores WPM do satélite CBERS 04A, com resolução espacial de 2,0 m, banda pancromática, disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Pesquisas Espaciais – INPE (2020). Utilizou-se também um conjunto de fotografias aéreas do projeto FAB - 1976, pertencentes ao acervo do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro - DRM, com pixels reamostrados de 1,0 m. O mosaico ortorretificado foi fornecido pelo IBGE (2005) com resolução espacial de 1,0 m.

Tabela 1. Especificações das imagens de sensoriamento remoto e ortofotos, constando informações sobre satélite, sensores, ponto/órbita, datas e horas de aquisição, alturas e período de maré, e RMSE (Root Mean Squared Error).

SATÉLITE/ ORTOFOTO	SENSOR	RESOLUÇÃO ESPACIAL	ÓRBITA	DATA	HORA	ALTURA DE MARÉ (m)	RMSE (m)	MARÉ
Landsat 5	TM	30 m	216/076	10/04/1986	12:05:46	0,65	4,938	Sizígia
Landsat 7	ETM +	30 m	216/076	28/07/1999	12:38:41	0,65	4,210	Sizígia
Landsat 8	OLI	30 m	216/076	28/09/2013	12:47:41	0,79	6,521	Quadratura
Landsat 8	OLI	30 m	216/076	14/08/2020	12:45:49	0,94	6,009	Sizígia
FAB/DRM	-	1 m	-	-/-/1976	-	0,84	1,217	-
IBGE	-	1 m	-	-/-/2005	-	0,85	0,300	-
CBERS 04A	WPM	RGB 8 m PAN 2 m	197/141 197/142	28/07/2020	13:14:20	0,70	2,375	Quadratura

Os dados altimétricos, referentes ao Modelo Digital de Elevação (MDE), foram extraídos do satélite ALOS sensor PALSAR (Banda-L), com resolução espacial de 12,5 m e polarização horizontal para emissão e recepção (HH). As imagens foram adquiridas através da ASK (*Alaska Satellite Facility*, 2021), processada pela técnica RTC (*Radiometrically Terrain Corrected*) com correção da geometria e radiometria do radar. A imagem foi projetada no sistema de coordenadas geográficas *Datum* SIRGAS 2000 com projeção UTM FUSO 24S, para o período de captura entre 16 e 23 de março de 2011.

A variável geomorfologia foi definida por referências bibliográficas e perfis de praia, realizados pelo Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente – LAGECOST/UFRJ. Utilizou-se também como referência o Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro – Dantas/CPRM (2000). Realizou-se entre os dias 2 a 5 de março de 2021 um levantamento de campo, visando obter informações mais precisas sobre os aspectos geomorfológicos e de declividade da área de estudo (Figura 14). Na definição da terminologia de feições e formas costeiras, utilizou-se nomenclatura geomorfológica proposta pelo IVC - USGS. O grau de risco envolve fatores físicos e dinâmicos, conforme demonstrado na Tabela 2.



Figura 14. Segmento norte representado em (A) praia das Tartarugas; (B) praia da Barra de São João, e segmento sul por (C) praia de Unamar; (D) praia Rasa.

Tabela 2. Classificação do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) conforme USGS (*United States Geological Survey*) utilizando seis variáveis físicas e dinâmicas.

	MUITO BAIXO	BAIXO	MODERADO	ALTO	MUITO ALTO
GRAU DE RISCO	1	2	3	4	5
Taxa de Erosão/Acreção da Linha de Costa (m/ano)	> 2,0	1,0 – 2,0	-1,0 – +1,0	-1,1 – -2,0	< -2,0
Declividade (%)	> 1,9	1,3 – 1,9	0,9 – 1,3	0,6 – 0,9	< 0,6
Geomorfologia	Dunas Fixas; Costões Rochosos	Falésias	Terraços Marinhos; Planícies Costeiras	Estuários; Dunas Móveis; Cordões Litorâneos	Praia Arenosa; Escarpas de Praia; Recife de Corais; Deltas
Variação Relativa do Nível do Mar (mm/ano)	< 2,0	2,0 – 3,0	3,0 – 4,0	4,0 – 5,0	> 5,0
Amplitude de Maré (m)	> 6,0	4,1 – 6,0	2,0 – 4,0	1,0 – 1,9	< 1,0
Altura Significativa de Onda (m)	< 0,55	0,55 – 0,85	0,85 – 1,05	1,05 – 1,25	> 1,25

Os parâmetros oceanográficos foram obtidos através do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Marinha do Brasil. As amplitudes de maré foram coletadas pelo marégrafo do Porto do Forno, latitude 22°58'3''S e longitude 42°00'8''W entre 1975 a 2021. Os dados referentes à altura significativa de ondas (Hs) em águas profundas foram obtidos através de ondógrafos localizados na Bacia de Campos entre os anos de 1963 e 1999. As referências utilizadas para a VRNM foram extraídas das projeções do IPCC, relatório SROCC 2019 (*Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, 2019).

5.2 Variáveis Físicas (Taxa de Erosão/Acreção da Linha de Costa, Declividade da Costa e Geomorfologia)

A análise temporal da variação da linha de costa é um dos indicadores mais utilizados em pesquisas relacionadas ao risco de erosão costeira (SOUZA, 2011; RODRIGUES, 2017; CARVALHO, 2019; NOVAK & LAMOUR, 2021). A metodologia empregada para definição dessas variáveis consistiu na seleção de imagens, pré-processamento de imagens digitais, processamento digital das imagens, georreferenciamento, delimitação da posição da linha de costa entre 1976 e 2020 e utilização da ferramenta DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*) para determinação das taxas de erosão e acreção para cálculo do IVC.

As imagens do grupo de alta resolução especial foram selecionadas a partir do maior intervalo temporal, melhor resolução espacial e disponibilidade nos acervos públicos e gratuitos. As fotografias aéreas, referentes ao projeto FAB-1976, foram georreferenciadas através do software ArcGIS 10.6.1 (2016). Foram utilizadas como base imagens de alta resolução espacial do satélite CBERS 04A com sistema de coordenadas de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), Fuso 24-Sul e o *Datum* SIRGAS 2000 (Figura 14). Definiram-se pontos de controle que não passaram por modificações ao longo do tempo, entre estes, promontórios, pontes, esquinas de ruas e avenidas. Através de um polinômio de 3ª ordem, envolvendo 100 pontos de referência com a imagem base, obteve-se o RMSE (*Root Mean Squared Error*) máximo de 2,0 m. Essa etapa de correção geométrica consistiu em garantir o menor erro de posicionamento possível para o processamento da imagem.

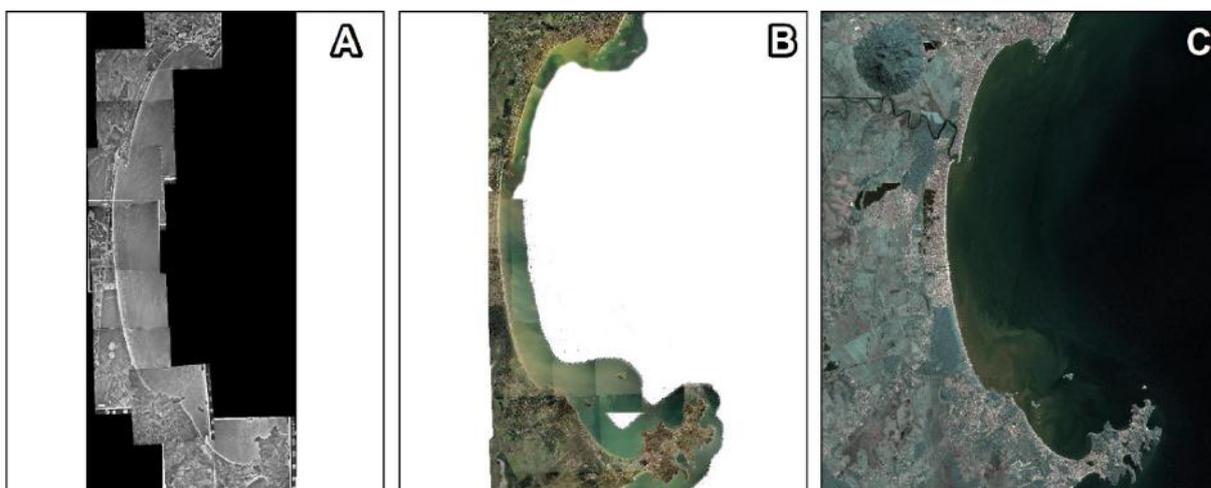


Figura 15. Imagem de satélite e fotografias aéreas processados na etapa de sensoriamento remoto, processamento digital de imagens e georreferenciamento. Utilizou-se a ferramenta DSAS, visando obter a taxa de variação da linha de costa. As figuras (A), (B) e (C) correspondem aos anos 1976 (FAB/DRM), 2005 (IBGE) e 2020 (CBERS 04A), respectivamente. Escala 1:310.000.

O Processamento Digital de Imagens (PDI) teve como objetivo realçar dados visuais, e assim, auxiliar na interpretação dos objetos alvos das imagens e composição de bandas (JENSEN, 2009). A calibração radiométrica e correção atmosférica foram executadas através do software ENVI 5.3 (2021), pelas ferramentas *Radiometric Calibration* e *FLAASH Atmospheric Correction* nas bandas da série de satélites Landsat, que correspondem ao grupo de imagens de resolução espacial moderada (Figura 16). Essa etapa teve como objetivo diminuir os efeitos na radiância e interferência de nuvens na cena. Posteriormente, realizou-se a álgebra de bandas com finalidade de obter o Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI). O método desenvolvido tem como intuito realçar o contraste entre corpos da água e a superfície terrestre, definindo como:

$$\text{NDWI} = (\text{Green} - \text{NIR}) / (\text{Green} + \text{NIR}) \quad (1)$$

Sendo *Green* e NIR as bandas verdes e infravermelho próximo, respectivamente. Em seguida, foi realizada composição de bandas coloridas R(3)-G(2)-B(1) das imagens do sensor WPM do satélite CBERS 04A, e posteriormente a fusão com banda pancromática de alta resolução espacial, através da técnica *Gram-Schmidt Sharpening*.

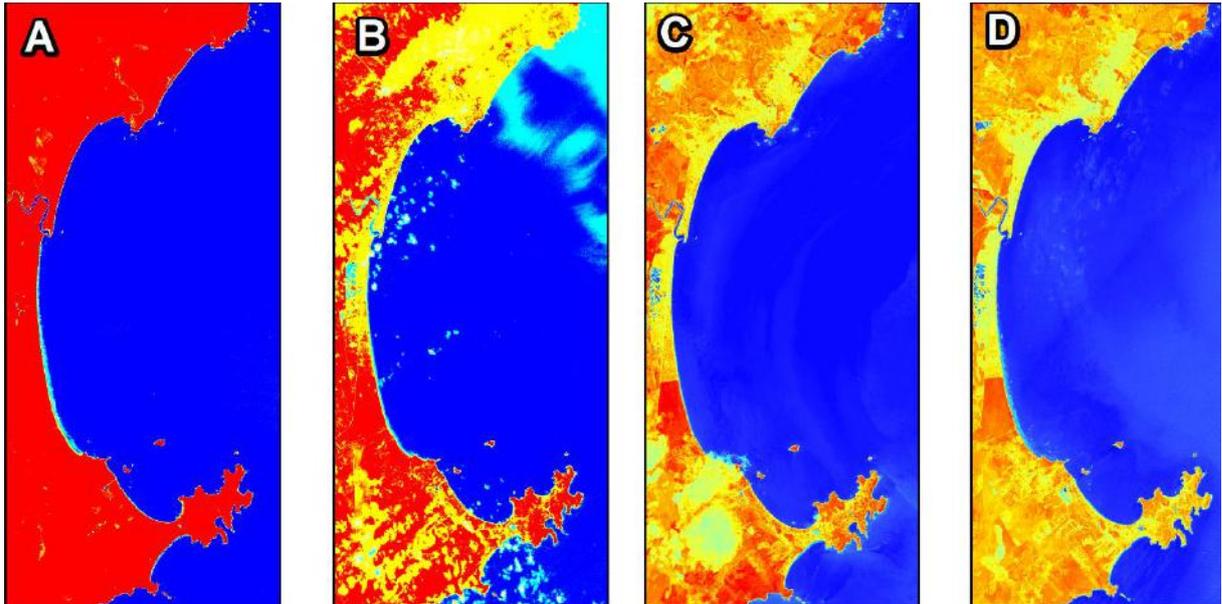


Figura 16. Imagens de satélite processados na etapa de sensoriamento remoto e PDI. Realizou-se a álgebra de bandas nas imagens de resolução espacial moderada com a finalidade de obter o Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI), realçando o contraste entre os corpos da água e a superfície terrestre. . As figuras (A), (B), (C) e (D) correspondem aos anos 1986 (Landsat 5), 1999 (Landsat 7), 2013 e 2020 (Landsat 8), respectivamente. Escala 1:310.000.

As taxas de variação de linha de costa foram calculadas através da ferramenta DSAS no *software* ArcGIS 10.6.1, pelo método LRR (*Linear Regression Rate*) (HIMMELSTOSS *et al.*, 2019). O critério utilizado para delimitação da posição da linha de praia foi o limite molhado/seco da zona de estirâncio (SOUZA *et al.*, 2005). A precisão da marcação da linha de praia está relacionada ao menor RMSE e a melhor resolução espacial das imagens utilizadas, como também, as condições marítimas similares aos dias e horários de aquisição dos dados pelo satélite (AMARO *et al.*, 2015). Foram selecionados como marcadores fixos a Rodovia Amaral Peixoto e a Avenida José Bento Ribeiro Dantas, objetivando construir 357 transectos com espaçamento regular de 100 m. Nessa etapa de trabalho utilizou-se a ferramenta DSAS para delimitação da linha de base e da linha de praia através das imagens FAB-1976, IBGE 2005 e CBERS 04A de 2020. Para o grupo de imagens de resolução moderada, a delimitação da linha

de praia foi realizada através das imagens dos satélites Landsat 5 (1986), Landsat 7 (1999) e Landsat 8 (2013 e 2020).

Segundo Pendleton *et al.*, (2004) obter informações sobre a declividade do ambiente de praia é fundamental para definição da vulnerabilidade relativa à inundação das regiões litorâneas. O potencial de avanço do mar para o continente é maior nas encostas com declividade mais suave, e menor em feições de praias mais íngremes. Nos limites do segmento costeiro utilizados como parâmetro desta variável, adotou-se o critério do IVC - USGS, onde a faixa estende-se desde a inclinação da planície costeira até a linha de costa. Na construção dos perfis de declividade foi utilizado o MDE – ALOS PALSAR, após técnicas de correção das imperfeições dos dados obtidos pelo radar. Utilizou-se as ferramentas *Identify* e *Conditional* do software ArcGIS 10.6.1, visando identificar e selecionar pixels negativos e sem valores (*NoData Value*). Posteriormente, através da ferramenta *Fill*, foi realizada a interpolação pela técnica conhecida como vizinho mais próximo, atribuindo novos valores aos pixels. Após a correção do MDE, foram definidos quatro perfis com o intuito de calcular o coeficiente angular pelo Método de Regressão Linear. O coeficiente angular obtido nos perfis de declividade são convertidos em porcentagem visando o cálculo de IVC (Tabela 2).

A caracterização da geomorfologia costeira revela a diferença significativa entre as feições e formas presentes no ambiente estudado, influenciando assim, o grau de resistência distinto aos impactos da erosão (LINS-DE-BARROS, 2010). Seguindo a classificação dos índices de vulnerabilidade do USGS, um mapa geomorfológico é apresentado, conforme os principais aspectos fisiográficos e morfodinâmicos que compreendem a enseada da Baía Formosa.

5.3 Variáveis Dinâmicas (Amplitude de Maré, Altura Significativa de Onda (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar)

Os parâmetros oceanográficos, obtidos através do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Marinha do Brasil, definiram os índices das respectivas variáveis no cálculo do IVC. A variável amplitude de maré foi estimada a partir da média diária entre baixamares e preamares durante o período de 1975 a 2021. A variável Hs em águas profundas foi determinada através da média de 30% das alturas de ondas mais frequentes registradas no período de 1963 a 1999.

As taxas de variação relativa do nível do mar, obtidas junto ao IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), conforme relatório SROCC 2019 (*Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*) sugere três cenários de VNRM. Neste trabalho utilizaram-se dois cenários, um mais otimista e outro mais pessimista para área de estudo, representada pelo *Representative Concentration Pathway* - RCP 2,6 com projeção de 4,0 mm/ano até 2100 e RCP de 8,5 com projeção de 15,0 mm/ano até 2100.

5.4 Cálculo do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC)

O IVC é calculado numericamente em ambiente SIG, adaptando o método *smartline* proposto por Sharples, Mount e Pedersen (2006). Esta técnica consiste em representar através de *shapefiles* as variáveis físicas e dinâmicas contidas no IVC, classificando em graus de vulnerabilidade o segmento litorâneo correspondente à área de estudo. Após a segmentação dos intervalos foi calculado o índice através da Equação 1.

$$IVC = \sqrt{\left(\frac{(a \times b \times c \times d \times e \times f)}{6}\right)} \quad (2)$$

Sendo: a - variável geomorfológica; b - variável declividade da costa; c - variável taxa de erosão/acreção da linha de costa; d - variável amplitude de maré; e - altura significativa de ondas (Hs); f - variação relativa do nível do mar (VRNM). Os resultados foram processados e calculados com o intuito de obter os valores de média, mediana e moda, utilizando um novo sistema para o Mapa IVC de acordo com os percentis 25°, 50° e 75° (PENDLETON *et al.*, 2004). Os valores de IVC abaixo de 25° são atribuídos a baixa vulnerabilidade, entre 25° e 50° como moderado, 50° e 75° representando alta vulnerabilidade e acima de 75° sendo vulnerabilidade muito alta.

6. RESULTADOS

6.1 Variação da Linha de Costa

As Figuras 17, 18 e 19 apresentam os resultados referentes aos processos de erosão/acreção ao longo do litoral da enseada da Baía Formosa. Tanto no segmento norte, próximo ao promontório de Rio das Ostras, como no segmento sul, correspondente a praia do Manguinhos - Armação dos Búzios, as taxas de variação de linha de costa apresentam tendência claramente erosiva. Destaque para o segmento norte, entre praias das Tartarugas e do Abricó, município de Rio das Ostras, que apresenta um recuo de linha de praia em aproximadamente 50 m no intervalo de 44 anos, em uma taxa de - 1,0 m/ano, conforme imagens de alta resolução espacial. Nas imagens de resolução moderada, os dados são ainda mais alarmantes, obtendo-se recuo de aproximadamente 60 m no intervalo de 34 anos, com taxa de -1,2 m/ano.

No trecho central, entre as desembocaduras dos rios São João e Una, registra-se tendência da acreção de sedimentos e expansão da faixa de praia, especialmente entre as praias Rasa, no município de Armação dos Búzios, e Unamar, no município de Cabo Frio. Nesse segmento de litoral, a taxa de acreção foi estimada em 1,2 m/ano, para período compreendido entre 1976 e 2020 nas imagens de alta resolução espacial. Em contraste a estes dados, as imagens de resolução moderada apontam pelo DSAS recuo da linha de costa expressivo, entre -2,0 e -4,0 m/ano, na região da praia de Unamar. Entretanto, a acreção de sedimentos na região da foz do rio São João corroboram-se aos dados obtidos nas imagens de alta resolução espacial, com taxa de 1,4 m/ano.

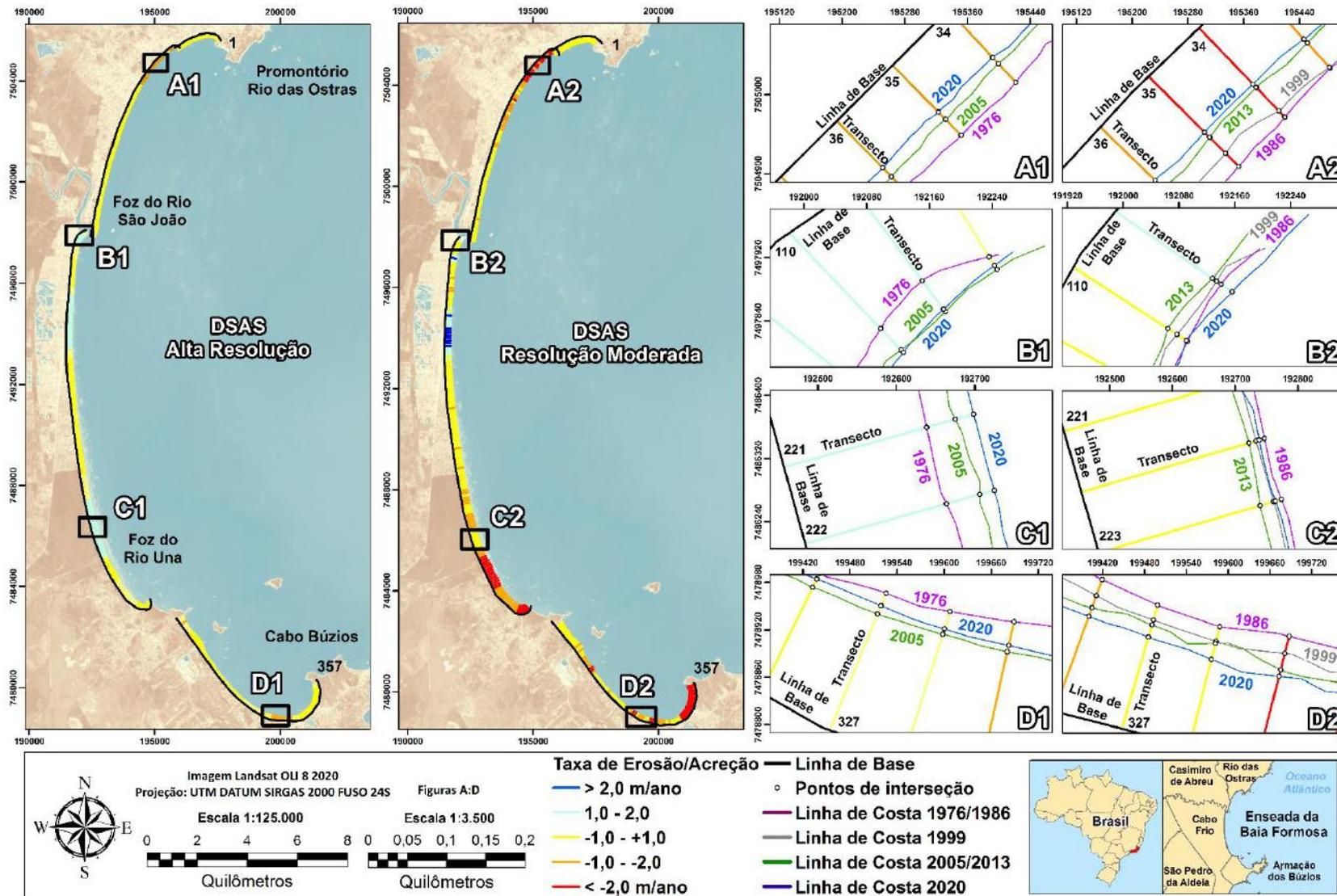
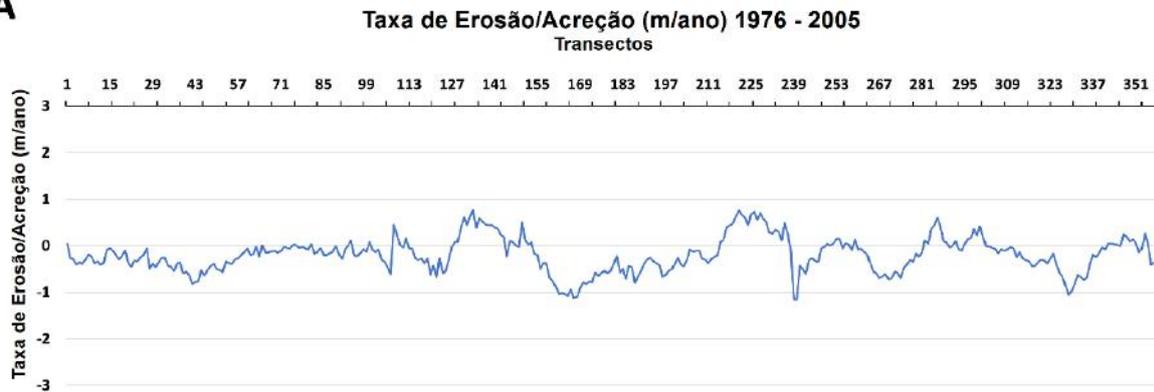


Figura 17. Resultados obtidos através do método DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*). Praia das Tartarugas em (A1) e (A2); (B1) e (B2) Foz do rio São João; (C1) e (C2) Praia de Unamar; (D1) e (D2) Praia do Manguinhos.

VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA - DSAS ALTA RESOLUÇÃO

A



B



C



Figura 18. Gráficos Transectos x Taxa de Erosão/Acreção (m/ano) para o grupo de imagens de alta resolução espacial, com resultados obtidos pelo método DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*) para o total de 357 transectos. (A) corresponde ao intervalo 1976 - 2005; (B) intervalo 2005 - 2020; e (C) entre 1976 - 2020.

VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA - DSAS RESOLUÇÃO MODERADA

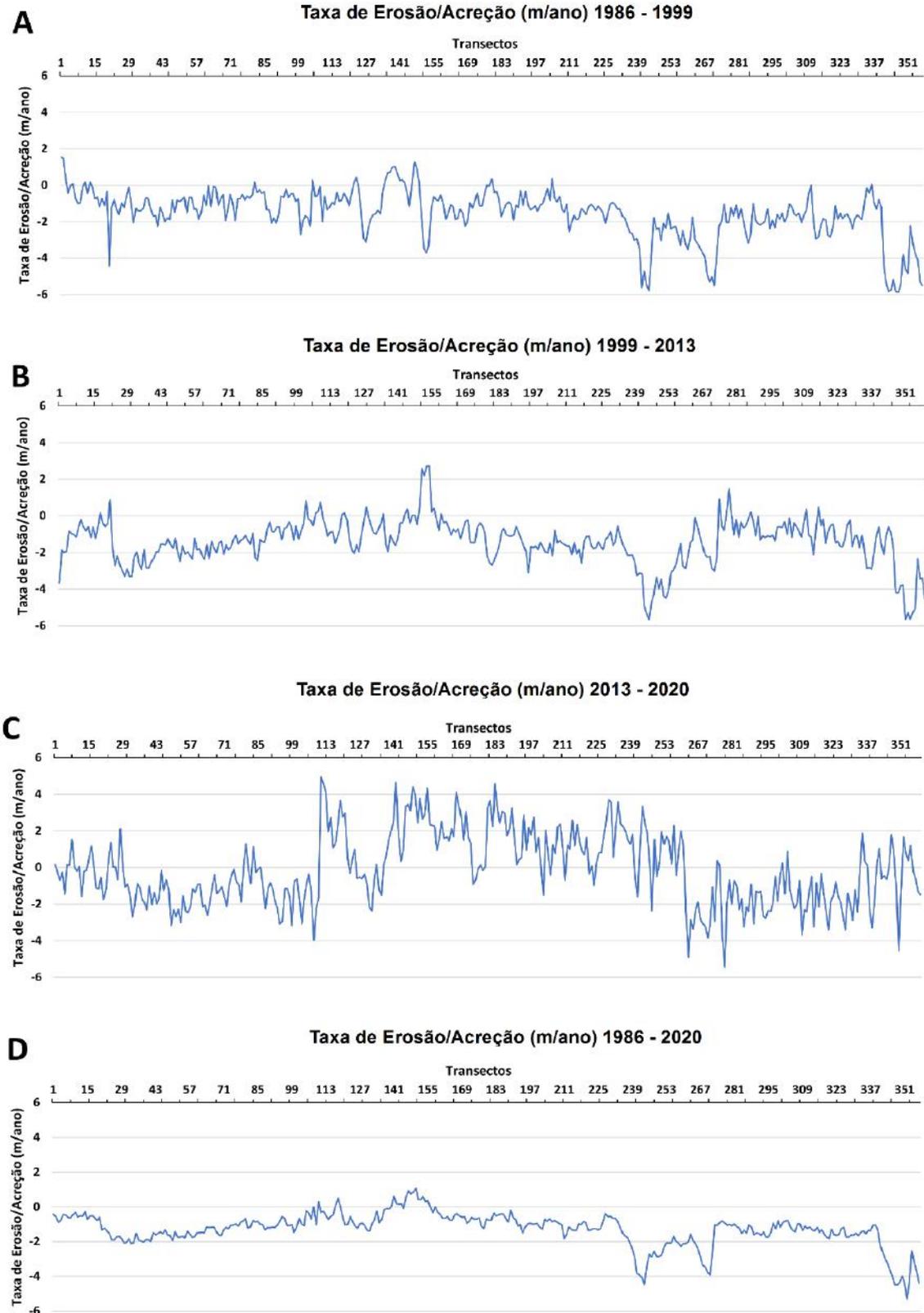


Figura 19. Gráficos Transectos x Taxa de Erosão/Acreção (m/ano) para o grupo de imagens de resolução espacial moderada. (A) corresponde ao intervalo 1986 - 1999; (B) intervalo 1999 - 2013; (C) entre 2013 -2020; e (D) entre 1986 - 2020.

6.2 Declividade da Costa

Resultados obtidos relacionados à variável física - declividade sugere baixa a muita alta vulnerabilidade ao longo dos 40 km da enseada da Baía Formosa. Os índices calculados pelo Método de Regressão Linear, envolvendo perfis topográficos extraídos através do MDE – ALOS PALSAR, apontam valores entre graus 2 e 5, conforme Tabela 2. O segmento norte, correspondente à praia das Tartarugas, nas imediações do promontório Rio das Ostras, apresentou baixa a moderada vulnerabilidade. As condições de declividade sugerem valores percentuais de 1,8% entre a zona de praia e pós-praia. No segmento entre a praia das Tartarugas e a praia de Unamar, a declividade ficou abaixo dos 0,6%, denotando grau muito alto de vulnerabilidade. Na região sul da área de estudo, próximo ao Cabo Búzios, registrou-se aumento na declividade, especialmente na área de domínio colinoso do complexo Região dos Lagos, com inclinações superiores a 1,5%, resultando em valores de vulnerabilidade baixo (Figura 20).

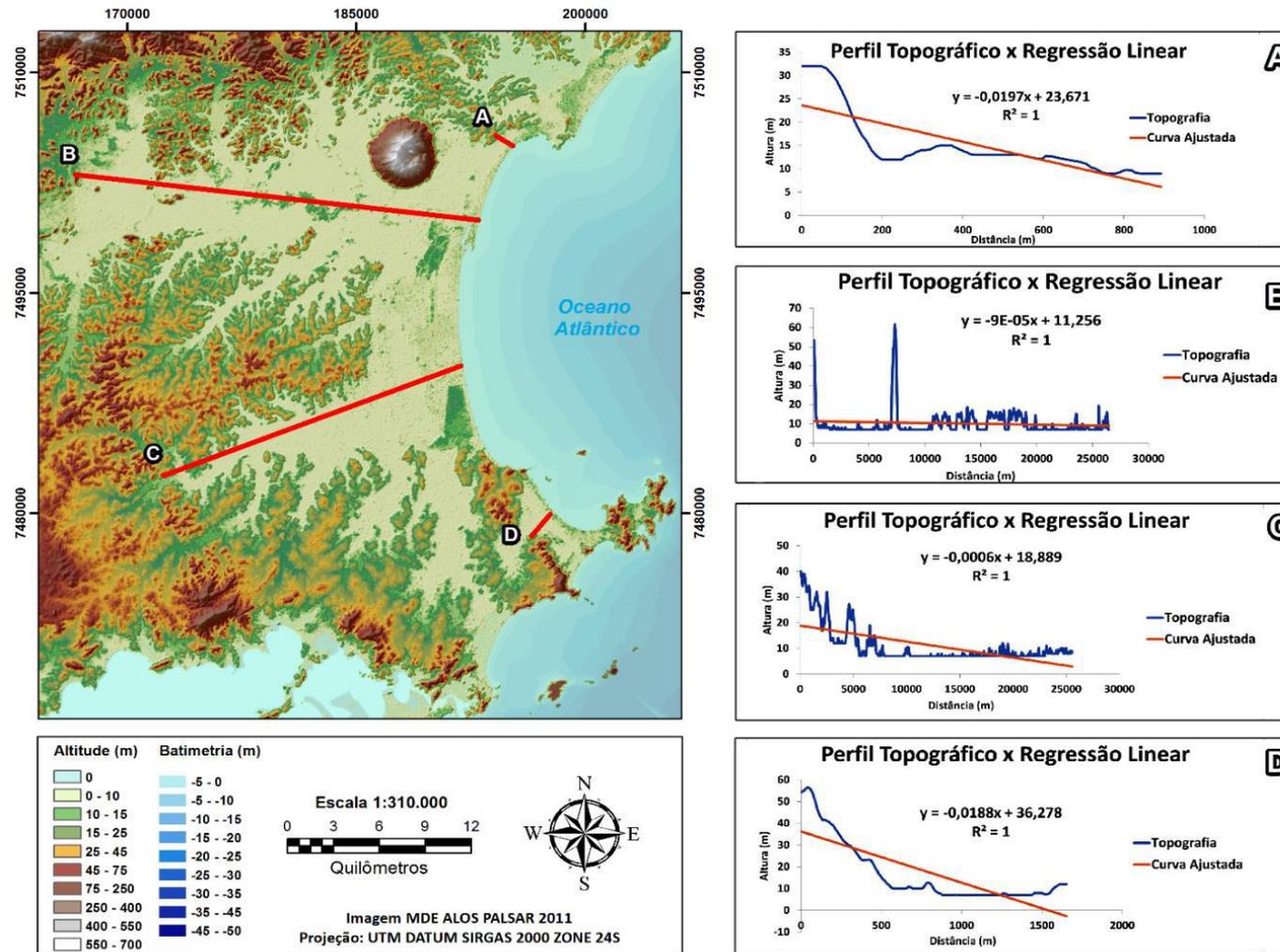


Figura 20. Mapa Topográfico da enseada da Baía Formosa. Os Perfis A, B, C e D foram obtidos e calculadas através de regressão linear visando definir o coeficiente angular e a declividade percentual entre os pontos analisados. Batimetria produzida através das isóbatas das cartas náuticas raster fornecidas pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (2021).

6.3 Geomorfologia

A Figura 21 apresenta o mapa geomorfológico com a respectiva classificação de feições e formas da área correspondente a planície costeira, envolvendo a enseada da Baía Formosa. Na parte emersa, destacam-se principalmente ambientes de praias arenosas, terraços marinhos e planícies fluviais, delimitadas por maciços costeiros e paleofalésias da Formação Barreiras. Na região sul da enseada, próximo ao Cabo Búzios, as praias apresentam estágio morfodinâmico dissipativo, com extensa zona de surfe e baixo ângulo de inclinação na face de praia. A pós-praia é composta por cordões litorâneos fixados por vegetação, bordejados por paleofalésias ou rochas do embasamento cristalino. O segmento central caracteriza-se pela ocorrência de extensos cordões litorâneos que colmataram paleosistemas lagunares e planícies aluviais dos rios São João e Una. No segmento norte, as praias são compostas por sedimentos grossos, de baixa maturidade textural e perfil morfodinâmico refletivo, com alto grau de inclinação da face de praia. A pós-praia é densamente urbanizada, denotando processo de erosão costeira, registrado através de escarpas de praia, decorrentes da ação de ondas de tempestade.

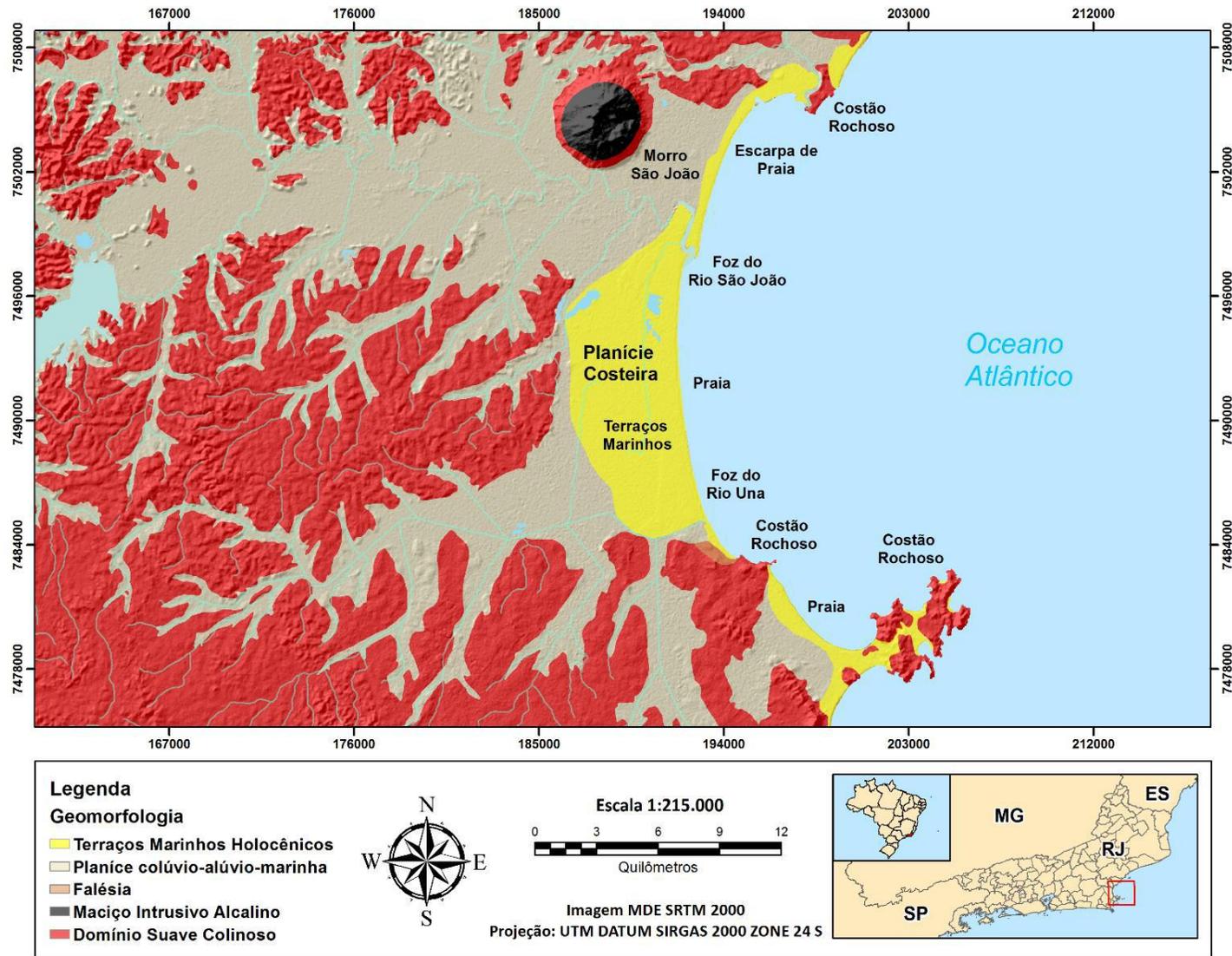


Figura 21. Mapa Geomorfológico da Enseada da Baía Formosa, com base nos mapas de Martin *et al.*, (1997) e Dantas/CPRM (2000). Modificado IBGE (2021).

6.4 Variação Relativa do Nível do Mar, Amplitude de Maré e Altura Significativa de Ondas

Para as variáveis dinâmicas, foram definidos os graus de 3 (moderado) a 5 (muito alto) de vulnerabilidade, correspondentes a variação relativa do nível do mar, amplitude de maré e altura significativa de ondas. As projeções para a variação relativa do nível do mar conforme o *Representative Concentration Pathway* - RCP proposto pelo IPCC foram 2,6 com projeção de 4,0 mm/ano até 2100 e 8,5 com projeção de 15,0 mm/ano até 2100, definidos respectivamente de graus 3 e 5 de vulnerabilidade. A média de amplitude de maré foi de 0,85 m (Figura 22) e a altura significativa de ondas foi de 1,5 m, conforme Fernandes & Castro (2020), sugerindo grau 5 de vulnerabilidade para ambas as variáveis.

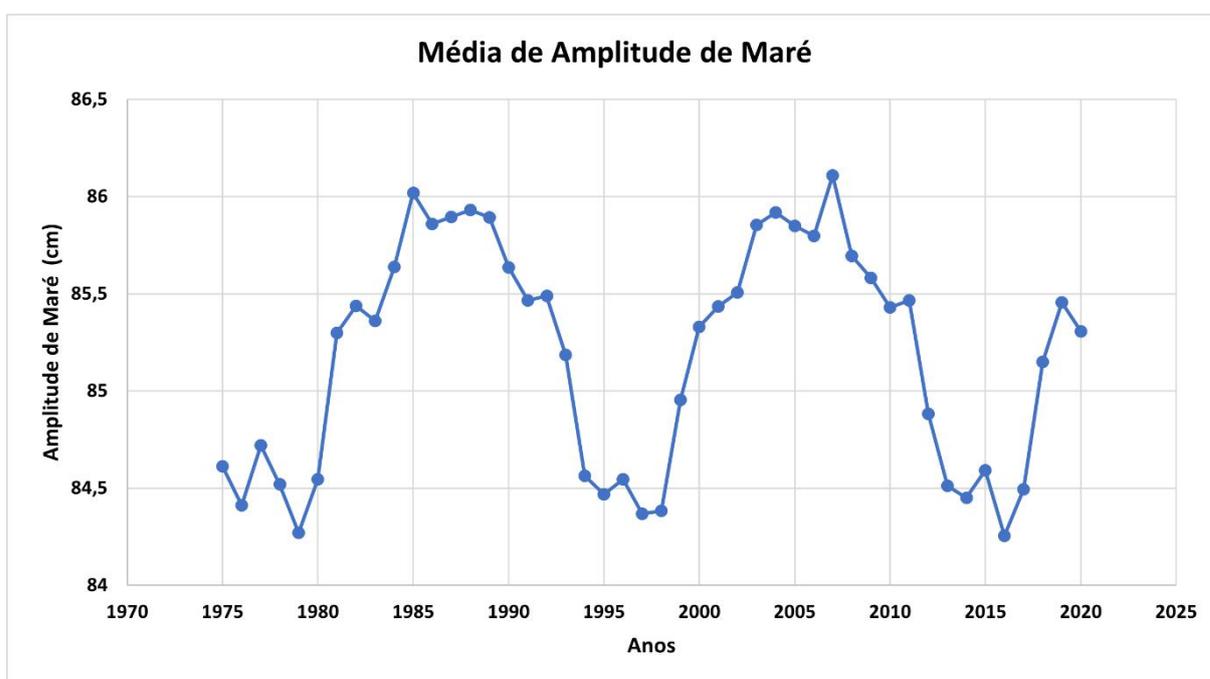


Figura 22. Média de Amplitude de Maré de cada ano realizada entre 1975 -2020 da região da enseada da Baía Formosa, através dos dados obtidos pelo BNDO - Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Marinha do Brasil.

6.5 Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC

A Tabela 3 apresenta os índices de vulnerabilidade e as respectivas variáveis físicas e dinâmicas que são abordados na Equação 2, de acordo com a metodologia proposta do USGS. São apresentados cinco índices de vulnerabilidade (1 a 5), que representam, respectivamente, muito baixa, baixa, moderada, alta e muito alta vulnerabilidade.

Tabela 3. Classificação do Índice de Vulnerabilidade Costeira – IVC na área da enseada da Baía Formosa - Estado do Rio de Janeiro.

Índice de Vulnerabilidade	Taxa de Erosão/Acreção da Linha de Costa (m/ano)	Declividade (%)	Geomorfologia	Variação Relativa do Nível do Mar (mm/ano)	Amplitude de Maré (m)	Altura Significativa de Onda (m)
1	> 2,0	> 1,9	Costões Rochosos	-	-	-
2	1,0 – 2,0	1,3 – 1,9	-	-	-	-
3	-1,0 – +1,0	0,9 – 1,3	Terraços Marinhos; Planícies Costeiras	RCP 2,6 (4 mm/ano)	-	-
4	-1,1 – -2,0	0,6 – 0,9	-	-	-	-
5	< -2,0	< 0,6	Praia Arenosa; Escarpas de Praia	RCP 8,5 (15 mm/ano)	0,85	1,5

A Figura 23 apresenta resultados discretizados para cada uma das variáveis físicas e dinâmicas da área da enseada da Baía Formosa. Destaca-se que as variáveis dinâmicas apresentam graus fixos de vulnerabilidade para toda a enseada. Os resultados para a declividade da costa, conforme perfis topográficos (Figura 19), sugerem que o segmento central, entre as desembocaduras dos rios São João e Una, apresentam maior vulnerabilidade. Na variável geomorfologia, os setores mais vulneráveis são representados nos segmentos norte e sul, associados a presença de escarpas de praia e faixas de areia reduzidas. No segmento central, caracterizado por terraços marinhos holocênicos, sugere-se vulnerabilidade moderada. Após análise comparativa das taxas de variação da linha de costa, verificou-se que os resultados do grupo de alta resolução espacial possui menor grau de incertezas em relação ao grupo de moderada resolução espacial. Portanto, foram considerados apenas os resultados obtidos ao grupo de alta resolução espacial para o IVC. As taxas de variação de linha de costa apontam grau alto de vulnerabilidade entre as praias das Tartarugas e Abricó (setor norte) e praia do Manguinhos (setor sul), regiões que apresentam maior taxa de erosão. No segmento central, entre as desembocaduras dos rios São João e Una, registra-se estabilidade/acreção sedimentar, sugerindo condições moderadas a baixa de vulnerabilidade.

O Mapa de Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) utilizando como base as projeções do RCP 2,6 (4,0 mm/ano até 2100) e o RCP 8,5 (15,0 mm/ano até 2100) é apresentado após a ponderação dos índices de vulnerabilidade das variáveis físicas e dinâmicas. Os resultados obtidos pela Equação 1 apontam valores entre 15,00 a 45,64, com média, moda e mediana de

27,51, 30,61 e 26,19, respectivamente. Conforme cálculo estatístico, obteve-se desvio padrão de 9,48. Os percentis sugeridos pelo IVC são de 25° correspondente ao valor de 20,86, 50° correspondente ao valor de 26,19 e 75° correspondente ao valor de 32,98. Desta forma, atribui-se valores abaixo do percentil 25° ao grau 1 (baixo), entre 25° e 50° grau 2 (moderado), entre 50° a 75° grau 3 (alto) e acima do percentil 75° grau 4 (muito alto) (Figura 24).

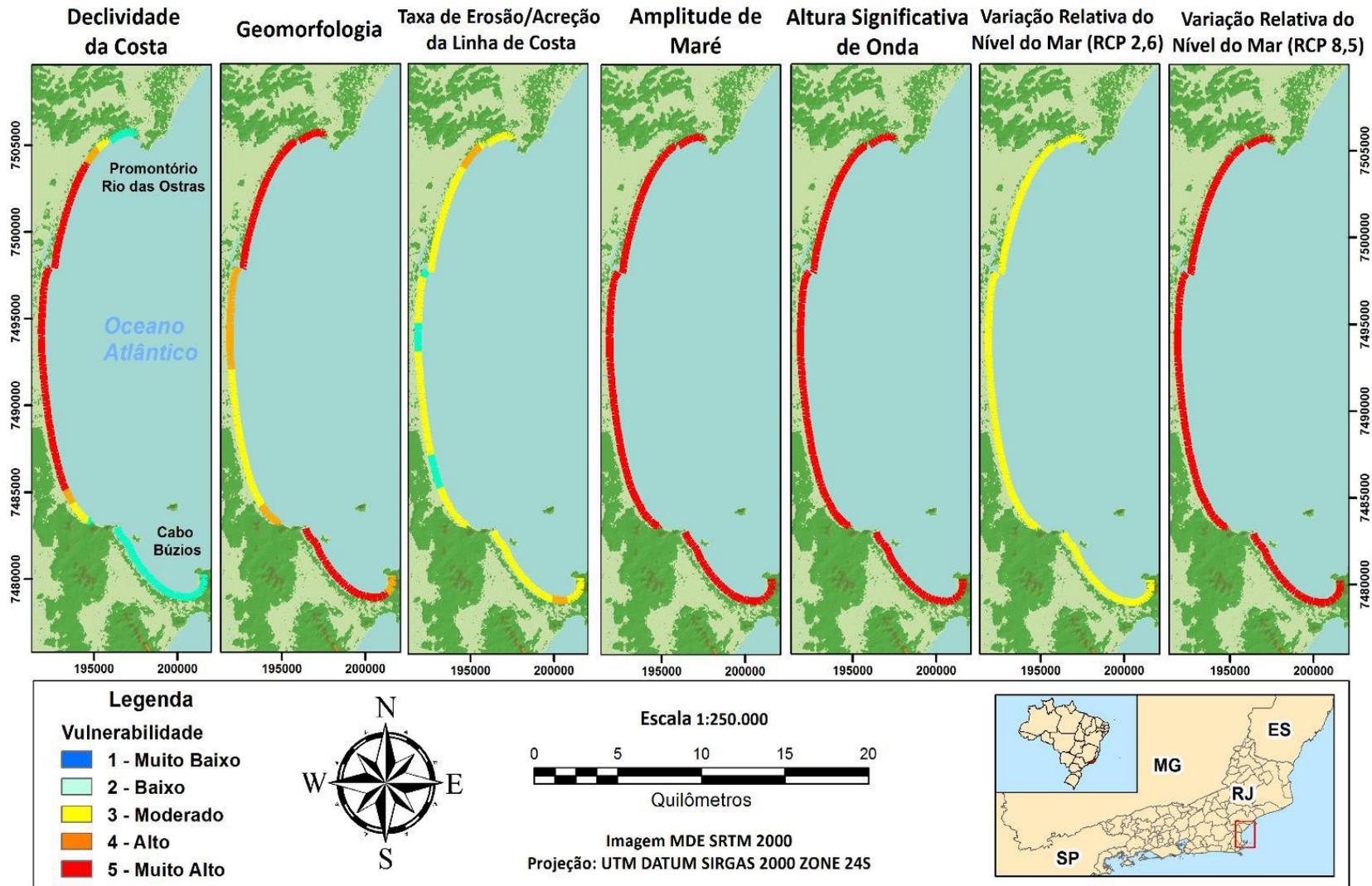


Figura 23. Resultados obtidos para o índice de vulnerabilidade costeira - IVC, envolvendo variáveis físicas e dinâmicas estabelecidos pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos.

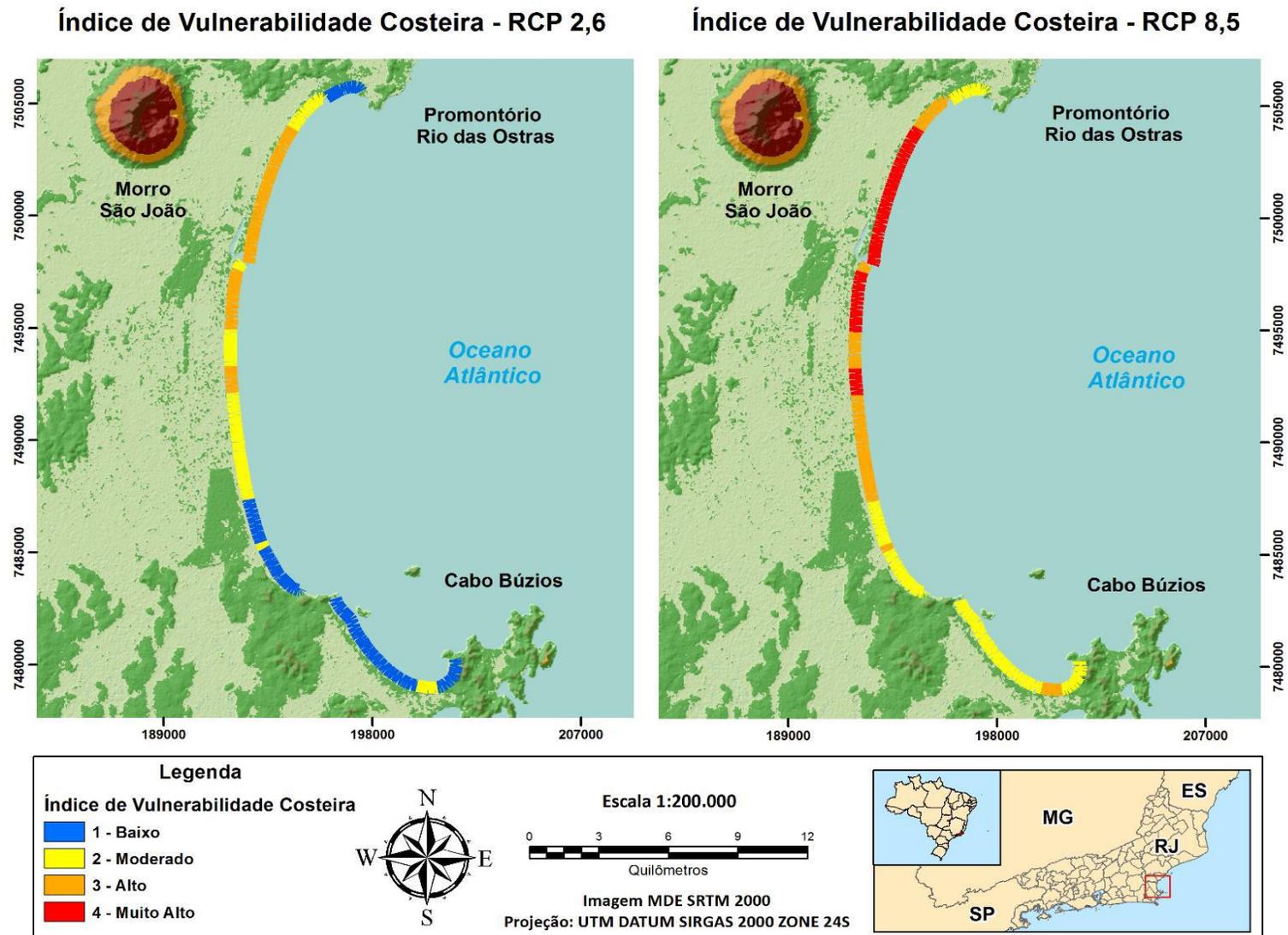


Figura 24. Mapa de Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) da enseada da Baía Formosa, utilizando como base dois resultados da variável dinâmica variação relativa do nível do mar (VRNM), os RCP 2,6 (4,0 mm/ano) e RCP 8,5 (15,0 mm/ano).

7. DISCUSSÃO

7.1 Variação da Linha de Costa: Imagens de Alta Resolução Espacial x Imagens de Resolução Espacial Moderada

Os dados referentes as variações de linha de costa obtidos pelos 357 (trezentos e cinquenta e sete) transectos distribuídos ao longo do arco praial da enseada da Baía Formosa, sugerem padrões distintos de transporte e deposição de sedimentos nos dois grupos de imagens. Ao grupo de imagens de alta resolução espacial, taxas negativas (erosão) foram observadas nos extremos norte e sul da enseada, enquanto no segmento central, próximo às desembocaduras fluviais do São João e Una, verificou-se tendência à progradação. Esse comportamento evidencia a relevância dos sistemas fluviais de retaguarda na construção da planície costeira e praias inseridas no contexto da enseada da Baía Formosa. Os dados apresentados, sugerem semelhanças com as informações obtidas por Fernandes (2010), Lins-de-Barros & Muehe (2010), Castro, Fernandes e Dias (2011), Muehe *et al.*, (2015), Magalhães, Baptista e Fernandez (2017) e Castro, Rocha e Vieira (2021).

Os resultados obtidos através do grupo de imagens de resolução espacial moderada indicam, no geral, taxas negativas observadas nos extremos norte e sul da área de estudo. Registros erosivos acelerados são corroborados aos resultados obtidos das imagens de alta resolução na região das praias das Tartarugas e Abricó, município de Rio das Ostras. No segmento central, próximo à praia de Unamar, verificou-se recuo expressivo da linha de costa, resultados que divergem aos obtidos pelo grupo de alta resolução espacial. Tal fato, relaciona-se principalmente as incertezas, associadas à posição da linha de praia nas imagens de resolução moderada de 30,0 m, em comparação as imagens de alta resolução espacial entre 1,0 e 2,0 m. A interface molhado/seco é facilmente reconhecida após as técnicas de processamento nas imagens de alta resolução, enquanto a álgebra de bandas NDWI fornece visualização satisfatória em resolução moderada das imagens do satélite Landsat. Somando-se aos fatos, indicadores geomorfológicos de acreção sedimentar são encontrados nas imagens de alta resolução espacial, através da preservação e aumento da zona de restinga, principalmente durante o intervalo 2005 – 2020 (Figura 25).

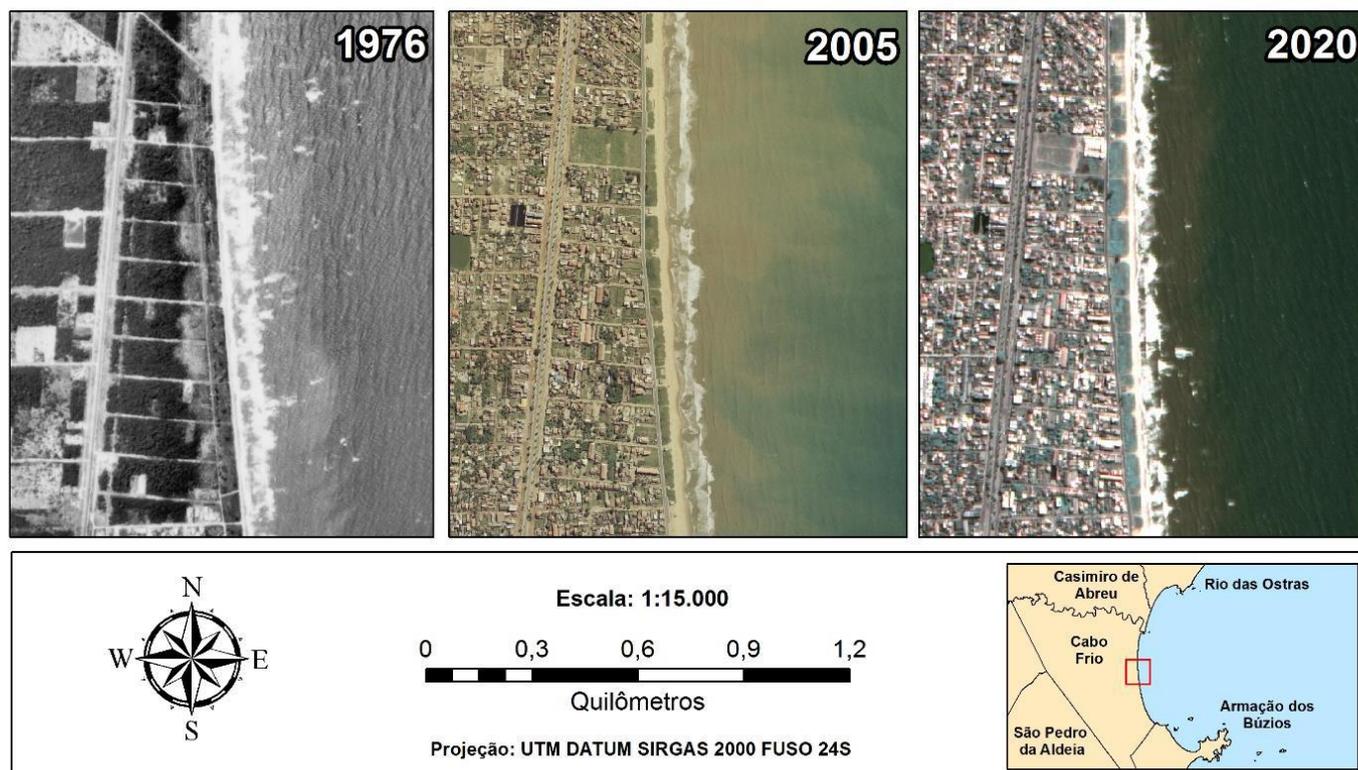


Figura 25. Comparação entre área de restinga nas proximidades da praia de Unamar, Cabo Frio. Entre 1976 –2005 registra-se a ocorrência de degradação da zona de restinga, enquanto 2005 –2020 ocorre o aumento e preservação desta área. A preservação da zona de restinga corrobora os dados de maior acreção sedimentar registrado pelo DSAS alta resolução, durante o período 2005 – 2020.

Outro aspecto relevante envolvendo a variação de linha de costa é a relação entre as taxas de erosão e acreção de sedimentos durante os dois intervalos de tempo analisados. Entre 1976 e 2005, nas imagens de alta resolução espacial, o segmento norte da enseada apresentou recuo de linha de costa de 1,0 m/ano, enquanto no período de 2005 a 2020 essa taxa atingiu recuo de 2,0 m/ano. Os dados são ainda mais alarmantes no grupo de imagens de resolução moderada, apontando recuo de aproximadamente 60 m no intervalo de 34 anos, com taxas entre -2,0 e -3,0 m/ano durante todo o período. Conforme Fernandes & Castro (2020), o processo de erosão costeira acelerado no segmento norte dessa região associa-se a ação de ondas de tempestade, combinadas a intervenções antrópicas na bacia hidrográfica do São João. Esse processo tornou-se mais acelerado com a ocupação da zona de pós-praia, na construção de muros de contenção e de barramentos na calha principal do rio São João. A resultante adversa, entre fatores físicos e oceanográficos locais, aponta tendência de balanço sedimentar negativo nesse segmento litorâneo.

No segmento central, próximo às desembocaduras dos rios São João e Una, registrou-se uma inversão nas taxas de variação de linha de costa, com tendência progracional da faixa de praia indicada pelos resultados do grupo de imagens de alta resolução. Essa inversão relaciona-se principalmente a construção da planície costeira em virtude do aporte sedimentar do rio São João. Entretanto, existem incertezas associadas à posição da linha de costa no momento da aquisição das imagens de alta resolução. As imagens referentes ao satélite CBERS 04A foram adquiridas em maré de quadratura, enquanto informações sobre o período de maré dos dias de aquisição das ortofotos não foram registrados. Tal fato poderá ocasionar um recuo excessivo da linha de praia, especialmente no segmento sul, onde a face de praia apresenta menor angulação com maior extensão da zona de surfe.

7.2 Declividade da Costa

As condições de declividade da área de estudo, conforme o IVC sugerem relativa vulnerabilidade à inundação e rápido potencial para a modificação da posição de linha de costa. O método obtido para definição da inclinação em percentual levou em consideração a superfície contida entre a da linha de praia e a quebra fisiográfica na retaguarda da planície costeira holocênica. Essa técnica possibilitou definir a declividade dos diversos segmentos de praias da área de estudo. Trabalhos desenvolvidos por Muehe *et al.*, (2011) definiram o segmento costeiro entre a praia das Tartarugas e a desembocadura do rio São João, como de estágio morfodinâmico refletivo, com declividade alta na zona de praia, tornando-se mais suave na antepraia. No segmento sul da área de estudo, a praia apresenta baixa declividade, devido ao aporte de sedimentos finos do rio Una com zona de surfe extensa (CASTRO; FERNANDES; DIAS, 2011; FERNANDES & CASTRO, 2020). Desta forma, os segmentos que apresentaram índices de vulnerabilidade alta, encontram-se entre a desembocadura do rio São João e a Ponta do Pai Vitório. Dados obtidos através de regressão linear corroboram valores relacionados à declividade, entre, a faixa de praia e o limite interno da planície costeira, com percentual de até 0,6%. Nos segmentos extremos norte e sul da enseada, próximo as praias das Tartarugas e do Manguinhos, os resultados apresentaram índices mais baixos de vulnerabilidade, com declividades de até 1,8%.

7.3 Geomorfologia

O mapa geomorfológico da enseada da Baía Formosa apontou predomínio de alto grau de vulnerabilidade geológica nas áreas norte e sul do arco praiado estudado. As áreas urbanas na

zona de pós-praia são vulneráveis a possíveis inundações marinhas, classificadas como de alta vulnerabilidade. No segmento central, entre as desembocaduras dos rios São João e Una, verificou-se extensa faixa de praia e a ocorrência de terraços marinhos holocênicos. O aporte sedimentar dos rios e os cordões litorâneos frontais funcionam como fonte alimentadora do sistema praial local, sugerindo assim, valores de média a alta vulnerabilidade.

7.4 Variáveis Dinâmicas (Amplitude de Maré, Altura Significativa de Ondas (Hs) e Variação Relativa do Nível do Mar)

Dados oceanográficos, como amplitude de maré e altura significativa de ondas (Hs) foram utilizados como graus fixos e invariáveis, conforme proposta estabelecida pelo IVC - USGS. Realça-se o efeito sombra ocasionado pelo Cabo Búzios sobre os trens de ondas provenientes do quadrante sul/sudeste, relacionados a eventos de tempestade com alto potencial erosivo (BULHÕES & FERNANDEZ, 2011; MUEHE *et al.*, 2015; FERNANDES & CASTRO, 2020). O segmento norte da enseada é mais impactado por estes eventos meteorológicos-oceanográficos, enquanto o segmento sul é relativamente protegido pelo Cabo Búzios. Neste trabalho, a média de altura significativa de ondas obtida para a enseada da Baía Formosa foi de 1,5 m para as ondas incidentes dos quadrantes nordeste e sul/sudeste, corroborando com trabalhos anteriores desenvolvidos por Castro, Fernandes e Dias (2011), Castro (2018) e Fernandes & Castro (2020).

7.5 Índice de Vulnerabilidade Costeira - IVC

Os resultados obtidos para cada variável física e dinâmica seguiram integralmente a proposta de índice de vulnerabilidade costeira, apresentada por Thieler & Hammar-Klose, (1999abc) e Pendleton *et al.*, (2004, 2010). Trabalhos desenvolvidos na costa brasileira por Serafim *et al.*, (2019), Osilieri, Seoane e Dias (2020) e Filgueiras & Albino (2020) sugerem de modo geral, adaptações locais, envolvendo informações sobre potencial de deriva litorânea, densidade urbana e distância entre a linha de costa e as isóbatas. Neste trabalho, os resultados das seis variáveis físicas e dinâmicas obtidos na Enseada da Baía Formosa não passaram por adaptações locais, sendo quantificadas conforme o IVC - USGS.

O Mapa IVC utilizou como referência projeções de cenários de sobrelevação do nível médio do mar propostos pelo IPCC, conforme RCP de 2,6 de 4,0 mm/ano até 2100 e RCP de 8,5 de 15,0 mm/ano até 2100. De acordo com as informações aqui obtidas, a projeção RCP de 2,6 apresentou predominantemente alto índice de vulnerabilidade costeira no segmento norte

da área em um total de 28,7% da extensão de 40 km do arco praiar da enseada da Baía Formosa. No segmento central verificam-se valores moderados de índice de vulnerabilidade costeira, correspondentes a um total 29,8% da área analisada. O segmento sul apresentou cenários de menor vulnerabilidade costeira, considerado de baixo grau, registrada em 41,5% do litoral, entre a desembocadura do rio Una até o Cabo Búzios. O mapa IVC, utilizando como parâmetro o RCP 8,5, apresentou valores mais significativos em toda área analisada. Entre a praia das Tartarugas e a desembocadura do rio Una, predominam os graus alto/muito alto de vulnerabilidade costeira, em 58,5% do arco praiar. O índice de vulnerabilidade costeira moderado é registrado em 41,5% da área de estudo, principalmente no segmento sul.

8. CONCLUSÃO

O método do Índice de Vulnerabilidade Costeira (IVC) aplicado na enseada da Baía Formosa, Região dos Lagos Fluminense, Estado do Rio de Janeiro, mostrou-se eficaz na quantificação dos processos de riscos geológicos, em curso, nesse segmento de litoral brasileiro. De acordo com resultados obtidos, envolvendo variáveis físicas e dinâmicas, chegou-se às seguintes conclusões:

- O segmento norte da área de estudo, entre o promontório Rio das Ostras e a desembocadura do rio São João, registrou grau alto a muito alto de índice de vulnerabilidade costeira, conforme as projeções do IPCC de aumento do NMM mais otimista de 4,0 mm/ano até 2100 e pessimista de 15,0 mm/ano até 2010. Aproximadamente 58,5% do segmento de 40 km da zona costeira apresenta alto risco geológico. Destaca-se a praia das Tartarugas em Rio das Ostras, com alto índice de vulnerabilidade, apresentando taxa de recuo de linha de costa (erosão) de 1,0 m/ano no intervalo entre 1976 - 2020.
- O segmento central da enseada, entre a desembocadura do rio São João e a Ponta do Pai Vitório, apresentou IVC de grau 1 (baixo) a grau 3 (alto), conforme projeções do IPCC de uma possível sobrelevação envolvendo um cenário otimista de 4,0 mm/ano até 2100. Para o cenário mais pessimista de aumento do NMM em 15,0 mm/ano até 2100, apresentou IVC entre o grau 2 (moderado) e 4 (muito alto). Valores de baixa vulnerabilidade costeira registrados neste segmento de litoral devem-se à taxa de acreção sedimentar registrada na praia de Unamar, em aproximadamente 1,2 m/ano no intervalo de 44 anos. Destacam-se aos valores de alta vulnerabilidade associadas a variável declividade, que apresenta o grau mais alarmante na enseada entre a praia das Tartarugas até a desembocadura do rio Una, com declividade abaixo de 0,6%.
- O segmento sul, entre a Ponta do Pai Vitório e o Cabo Búzios, apresentou índice de vulnerabilidade costeira baixo em aproximadamente 28,7% dessa região do litoral, conforme projeções do IPCC envolvendo cenários sobre uma possível sobrelevação de 4,0 mm/ano até 2100 e de 15,0 mm/ano até 2010. Tal fato deve-se ao menor declive e geomorfologia das praias, condicionado pelo padrão granulométrico constituído por areias predominantemente finas, favorecendo dessa forma, a propagação de ondas em direção ao interior da planície costeira que se encontra parcialmente urbanizada.

Portanto, o mapa IVC, envolvendo cenários otimistas e pessimistas de um possível sobrelevação do nível médio do mar – NMM permitiu delimitar áreas mais vulneráveis a possíveis inundações marinhas na área de estudo. Tratando-se de uma região de alto potencial turístico e de média a alta concentração urbana, o presente trabalho servirá de apoio à implementação de programas de gestão urbana e erosão costeira, tanto pelo poder público como pela iniciativa privada. Realça-se que algumas dificuldades foram encontradas no desenvolvimento dessa pesquisa, principalmente no que diz respeito à ausência de um modelo digital de elevação - MDE com boa resolução radiométrica. Recomenda-se para os próximos trabalhos, a aquisição de geotecnologias de alta qualidade, visando obter resultados de maior acurácia, principalmente em relação ao MDE e imagens de sensoriamento remoto com alta resolução espacial. Através dessa pesquisa ficou claro que as imagens de resolução moderada espacial devem ser utilizadas com ressalvas em estudos relacionados a erosão costeira. É ressaltado de igual importância analisar os setores censitários urbanos associados às variáveis ambientais, com o intuito de avaliar os potenciais riscos em todo segmento litorâneo da região. Destaca-se também a importância do monitoramento, para constante atualização dos dados de entrada para o cálculo do IVC.

9. REFERÊNCIAS

1. ABUODHA, P. A.; WOODROFFE, C. D. Assessing Vulnerability of Coasts to Climate Change: A Review of Approaches and Their Application to the Australian Coast. In: WOODROFFE, C. D.; BRUCE, E.; PUOTINEN, M.; FURNESS, R. A. (Ed.). **GIS for the Coastal Zone: A Selection of Papers from CoastGIS 2006**. 1ª Ed. Wollongong: Australia National Centre for Ocean Resources and Security, 2007. 458p.
2. ALASKA SATELLITE FACILITY. **NASA – ALOS Phased Array Type L-Band Synthetic Aperture Radar (PALSAR) – Radiometric Terrain Corrected High RES**. Disponível em: <asf.alaska.edu/data-sets/derived-data-sets/alos-palsar-rtc/alos-palsar-radiometric-terrain-correction/>. Acesso em 10 Fev. 2021.
3. ALCOFORADO, A. V. C. **Índice de Vulnerabilidade Costeira e Risco à Inundação em Cenários de Mudanças Climáticas no Estuário do Rio Piranhas - Açú com Utilização de Imagens de Sensores Orbitais e de LiDAR Aeroportado**. Dissertação de Mestrado ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte. 2017. 122p.
4. AMARO, V. E.; GOMES, L. R. S.; LIMA, F. G. F.; SCUDELARI, A. C.; NEVES, C. F.; BUSMAN, D. V.; SANTOS, A. L. S. Multitemporal Analysis of Coastal Erosion Based on Multisource Satellite Images, Ponta Negra Beach, Natal City, Northeastern Brazil. **Marine Geodesy**, v. 38, n. 1, p. 1-25, 2015. DOI: 10.1080/01490419.2014.904257
5. ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p.141-166, 1997. DOI. 10.1016/S0025-3227(97)00015-7.
6. ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v.25, n.5-6, p.486–506, 2006. DOI. 10.1016/j.quascirev.2005.03.008.
7. ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SOUZA, M. C.; LESSA, G. C. Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil: Comment on Castro et al. (2014). **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 88, n. 4, p. 2105-2111, 2016. DOI. 10.1590/0001-3765201620140641.
8. ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; SOUZA, M. C.; LESSA, G. C. Reply to Castro et al. 2018 on “Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil”. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.90, n.2, p.1377-1380, 2018. DOI. 10.1590/0001-3765201820180376.
9. ARAÚJO, I. R. G.; GOMES, E. R.; GONÇALVES, R. M.; QUEIROZ, H. A. A. Estimativa do Índice de Vulnerabilidade à Erosão Costeira (IVC) para o Litoral do Piauí, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 1, p. 105-118, 2019. DOI: dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1260.
10. AREIAS, C.; SPOTORNO-OLIVEIRA, P.; BASSI, D.; IRYU, Y.; NASH, M.; CASTRO, J. W. A.; TÂMEGA, F. T. S. Holocene sea-surface temperatures and related coastal upwelling regime recorded by vermetid assemblages, southeastern Brazil (Arraial do Cabo, RJ). **Marine Geology**, v. 425, p. 1-14, 2020. DOI: 10.1016/j.margeo.2020.106183
11. AREIAS, C. O. **Vermetídeos Fósseis como Indicadores de Paleonível do Mar Durante o Holoceno na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro: Aspectos Taxonômicos, Altimétricos e Geocronológicos**. Dissertação de Mestrado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2016. 102p.

12. BARBIERI, E. B. Cabo Frio e Iguaba Grande, dois microclimas diferentes em um curto intervalo especial. In: LACERDA, L. D. (org.). **Restingas: Origem, Estrutura e Processos**. CEUFF, Niterói, Brasil, 1984. p. 3-13.
13. BRAGA, R. C.; PIMENTEL, A. S. Índice de Vulnerabilidade Diante da Variação do Nível do Mar na Amazônia: Estudo de Caso no Município de Salinópolis - Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 02, p. 534-561, 2019. DOI: 10.26848/rbgf.v12.2.p534-561
14. BINDOFF, N.L., J. WILLERBRAND, V. ARTALE, A. CAZENAVE, J. GREGORY, S. GULEY, K. HANAWA, C. LE QUÉRÉ, S. LEVITUS, Y. NOJIRI, C.K. SHUM, L.D. TALLEY, A. UNNIKRIISHNAN. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. p. 387 - 429.
15. BIRD, E. **Coastal Geomorphology: An Introduction**. 2ª Ed. Inglaterra: John Wiley & Sons Ltd, 2008. 411p. ISBN: 978-0-470-51729-1.
16. BRUNN, P. Review of Conditions for Uses of the Brunn Rule of Erosion. **Coastal Engineering**, v. 7, p. 77-89, 1983. DOI: 10.1016/0378-3839(83)90028-5
17. BULHÕES, E. Erosão Costeira e Soluções para a Defesa do Litoral. In: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. S. (Ed.). **Geografia Marinha: Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Caroline Fontelles Ternes, 2020. p. 655-688.
18. BULHÕES, E.; FERNANDEZ, G. Analysis of Shallow Water Wave Propagation and Coastal Response in Embayed Beaches. Case Study in Cape Buzios. **Journal of Coastal Research**, v. 64, p. 2022-2026, 2011.
19. BUSMAN, D. V. **Zoneamento da Dinâmica Costeira- Aplicação de Geotecnologias em Apoio à Gestão Costeira Integrada na Praia Atalaia-PA e Trecho de Praias entre os Municípios de Guamaré e Macau –RN, Setor sob Influência da Indústria Petrolífera**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte. 2016. 185p.
20. CABRAL, C. L. **Registros das Variações do Nível Relativo do Mar na Península de Armação dos Búzios, Rio de Janeiro: Análise de Dados Faciológicos e Geocronológicos**. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia ao Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2018. 52p.
21. CABRAL, C. L.; CASTRO, J. W. A.; CUNHA, A. M. Registros das Variações do Nível Relativo do Mar na Península de Armação dos Búzios, Rio de Janeiro: Análise de Dados Faciológicos e Geocronológicos. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 41, p. 130-141, 2018. DOI: 10.11137/2018_1_130_141
22. CARVALHO, B. C. **Variabilidade da Resposta da Linha de Costa aos Condicionantes Hidrodinâmicos e às Oscilações do Nível do Mar no Litoral Sul Fluminense**. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2019. 179p.
23. CASTRO, J. W. A. Dunas da Praia do Perú – APA Pau Brasil – Cabo Frio / RJ: Movimentação de Sedimentos Eólicos e Problemas de Soterramento. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43., 2006, Aracaju. **Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia. 2006. p. 24-25.
24. CASTRO, J. W. A.; FERNANDES, D.; DIAS, F. Monitoramento do Processo de Erosão Costeira na Praia das Tartarugas, Rio das Ostras - Estado do Rio de Janeiro / Brasil:

- Aplicação de Metodologia Quantitativa. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 11, n. 3, p. 356-368, 2011. DOI: 10.5894/rgci276
25. CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A. M.; DIAS, F. F. Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution in the State of Rio de Janeiro, Southeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86, n. 2 p. 671-683, 2014. DOI: 10.1590/0001-3765201420140007
 26. CASTRO, J. W. A. The Morphodynamics Behaviour of a Cross-Shore Sandbar in a Microtidal Environment, Anjos Cove, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro – Brazil. In: BOTERO, C. M.; CERVANTES, O. D.; FINKL, C. W. (orgs.). **Beach Management Tools - Concepts, Methodologies and Case Studies**. Coastal Research Library 24, Springer International Publishing, 2018. p. 319-329. DOI: 10.1007/978-3-319-58304-4_16
 27. CASTRO, J. W. A.; SEOANE, J. C. S.; CUNHA, A. M.; MALTA, J. V.; OLIVEIRA, C. A.; VAZ, E. R.; SUGUIO, K. Comments to Angulo *et al.*, 2016 on “Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern - Brazil” by Castro *et al.*, 2014. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90 n. 2, p. 1369-1375, 2018. DOI: 10.1590/0001-3765201820171010
 28. CASTRO, J. W. A.; SEOANE, J. C. S.; FERNANDES, D.; CABRAL, C. L.; CUNHA, A. M.; MALTA, J. V.; MIGUEL, L. L. J. A.; AREIAS, C. O.; SPOTORNO-OLIVEIRA, P.; TAMEGA, F. T. S. Relative Sea-Level Curve During the Holocene in Rio de Janeiro, Southeastern Brasil: A Review of the Indicators -RSL, Altimetric and Geochronological Data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, n. 103619, p. 1-12, 2021. DOI: 10.1016/J.SAMES.2021.103619
 29. CASTRO, L. Q.; ROCHA, T. B.; VIEIRA, R. Avaliação da Vulnerabilidade e Susceptibilidade à Erosão Costeira entre a Foz do Rio São João e a Foz do Rio Una – Cabo Frio/RJ. **Arquivos de Ciências do Mar –LABOMAR**, v. 53, p. 7-24, 2020. DOI: 10.32360/acmar.v53
 30. CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA DO BRASIL. **BND0 - Banco Nacional de Dados Oceanográficos**. Disponível em: <marinha.mil.br/chm/bndo>. Acesso em: 10 Fev. 2021.
 31. CHURCH, J. A.; GREGORY, J. M.; HUYBRECHTS, P.; KUHN, M.; LAMBECK, K.; NHUAN, M. T.; QIN, D.; WOODWORTH, P. L. 11: Changes in Sea Level. In: **Third Assessment Report – Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2001. p. 641 - 684.
 32. CHURCH, J.A., P.U. CLARCK, A. CAZENAVE, J.M. GREGORY, S. JEVREJEVAJ, A. LEVERMANN, M.A. MERRIFIELD, G.A. MILNE, R.S. NEREM, P.D. NUNN, A.J. PAYNE, W.T. PFEFFER, D. STAMMER, A.S. UNNIKRIISHNAN. **Sea Level Change. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. p. 1139 – 1206.
 33. CUNHA, A. M.; CASTRO, J. W. A.; PEREIRA, F. M. B.; CARVALHO, M. A.; SUGUIO, K. Variações do Nível Relativo do Mar Durante o Holoceno na Bacia Hidrográfica do Rio Una, Região de Cabo Frio - Rio de Janeiro: Aspectos Sedimentológicos, Faciológicos e Geocronológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, p. 143-154, 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i1.1039
 34. DAL CIN, R.; SIMEONI, U. A Model for Determining the Classification, Vulnerability and Risk in the Southern Coastal Zone of the Marche (Italy). **Journal of Coastal Research**, v. 10. n. 1, p. 18-29, 1994.

35. DANTAS, M. E. **Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro: Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Divisão de Cartografia - DICART / Departamento de Apoio Técnico - DEPAT, Dez. 2000. Escala 1:250.000. DOI: 10.13140/RG.2.2.32582.57923
36. DOMINGUEZ, L. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FERREIRA, Y. A.; FLEXOR, L. M. Sobre a validade da utilização do termo delta para designar as planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios brasileiros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Boletim nº 2, resumos e breves comunicações...** Salvador: SBG, 1982. p. 92.
37. DWARAKISH, G. S.; VINAY, S. A.; NATESAN, U.; ASANO, T.; KAKINUMA, T.; VENKATARAMANA, K.; JAGADEESHA, P.; BABITA, M. K. Coastal Vulnerability Assessment of the Future Sea Level in Udupi Coastal Zone of Karnataka State, West Coast of India. **Ocean & Coastal Management**, v. 52, p. 467-478, 2019. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2009.07.007
38. Esri Inc. **ArcMap (versão 10.6.1)**. Redlands, Estados Unidos, 2016.
39. FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic Changes in Sea-Level. In: AHRENS, L. H.; RANKAMA, K.; PRESS, F.; RUNCORN, S. K. (eds). **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 4, London: Pergamon Press, 1961. p. 99-185.
40. FERNANDES, D. **O Processo Erosivo na Praia das Tartarugas - Rio das Ostras / Estado do Rio de Janeiro: Dinâmica Sedimentar e Controle Ambiental**. Dissertação de Mestrado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010. 112p.
41. FERNANDES, D.; CASTRO, J. W. A. Transporte de Sedimentos Induzido por Ondas no Segmento Norte da Enseada da Baía Formosa, Rio das Ostras, Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, p. 783-795, 2020. DOI: dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i4.1900.
42. FILGUEIRAS, G. D. L.; ALBINO, J. Vulnerabilidade Costeira a Partir da Abordagem Multicritério: Estudo de Caso no Litoral Sul do Espírito Santo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 40, p. 78-93, 2020. DOI: 10.11606/rdg.v40i0.165831
43. GERMANI, Y. F.; FIGUEIREDO, S. A.; CALLIARI, L. J.; TAGLIANI, C. R. A. Vulnerabilidade Costeira e Perda de Ambientes Devido à Elevação do Nível do Mar no Litoral Sul do Rio Grande do Sul. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 15, n. 1, p. 121-131, 2015. DOI: 10.5894/rgci540
44. GORNITZ, V. M. Global Coastal Hazards from Future Sea Level Rise. **Global and Planetary Change**, v. 3, n. 4, p. 379-398, 1991. DOI: 10.1016/0921-8181(91)90118-G
45. GORNITZ, V. M.; DANIELS, R. C.; WHITE, T. W.; BIRDWELL, K. R. The Development of a Coastal Risk Assessment Database: Vulnerability to Sea-Level Rise in the U.S. Southeast. **Journal of Coastal Research**, n. 12, p. 327-338, 1994.
46. GYLLENCREUTZ, R.; MAHIQUES, M. M.; ALVES, D. V. P.; WAINER, I. K. C. Mid to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. **The Holocene**, v. 20, n. 6, p. 863-875, 2010. DOI: 10.1177/0959683610365936
47. HEIBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JUNIOR, O.; TROUW, R. A. J. Correlation of Neoproterozoic Terranes Between the Ribeira Belt, Se Brazil and its African Counterpart: Comparative Tectonic Evolution and Open Questions. In: PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO-NEVES, B.B., de WIT, M. (Eds.), **West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society of London, Special Publication. 294, 2008: p. 211–232.

48. HEIBRON, M.; EIRADO, L.G.; ALMEIDA, J. (Org). **Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:400.000 Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte, 2016.
49. HIMMELSTOSS, E. A.; HENDERSON, R. E.; KRATZZMANN, M. G.; FARRIS, A. S. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide. **Geological Survey Open-File Report**, v. 2018-1179, p. 1-110, 2019. DOI: doi.org/10.3133/ofr20181179.
50. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **IBGE - Downloads Shapefiles Geomorfologia e Geologia do Território Brasileiro**. Disponível em: <ibge.gov.br/geociencias/todos-os-produtos-geociencias.html>. Acesso em: 5 Jan. 2021.
51. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **CBERS 04A - INPE: Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres**. Disponível em: <http://www.cbbers.inpe.br/>. Acesso em: 10 Nov. 2020.
52. INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate Change: The 1990 and 1992 IPCC Assessments**. Printed in Canada, 1992. 180p. ISBN:0-662-19821-2
53. INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate Change 1995: The Science of Climate Change**. Published for Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 1995. 588p. ISBN:0-521-56433-6
54. IPCC: SPECIAL REPORT EMISSIONS SCENARIOS. **Summary for Policymakers: Emissions Scenarios**, Published for Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 2000. 27p. ISBN: 92-9169-113-5
55. ISLA, F. I. Holocene Sea-Level Fluctuations in the Southern Hemisphere. **Quaternary Science Review**, v. 8, p. 359-368, 1989.
56. JENSEN, R. J. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma Perspectiva em Recursos Terrestres**. 2ª Ed. São Paulo: Parêntese, 2009. 661p.
57. KOROGLU, A.; RANASINGHE, R.; JIMÉNEZ, J. A.; DASTGHEIB, A. Comparasion of Coastal Vulnerability Index Applications for Barcelona Province. **Ocean and Coastal Management**, v. 178, n. 104799, p. 1-14, 2019. DOI: 10.1016/j.occoaman.2019.05.001
58. LE TREUT, H., R. SOMERVILLE, U.; CUBASCH, Y. DING, C. MAURITZEN, A. MOKSSIT, T. PETERSON, M. PRATHER. **Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. p. 95-122.
59. LESSA, G. C., ANGULO, R. J. Oscillations or not oscillations, that is the question - reply. **Marine Geology**, v. 150, p.189-196, 1998.
60. LIMA, C. C. **Sensoriamento Remoto Aplicado à Atualização de Informações Geoambientais e ao Estudo da Dinâmica da Paisagem no Estuário do Rio Piranhas - Açu/NE do Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte. 2016. 141p.
61. L3Harris Geospatial Solutions, Inc. **ENVI + IDL (versão 5.3)**. Colorado, Estados Unidos, 2021. Disponível em: <www.l3harrisgeospatial.com>.
62. LINS-DE-BARROS, F. M. Risco, Vulnerabilidade Física à Erosão Costeira e Impactos Sócio-Econômicos na Orla Urbanizada do Município de Maricá, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, p. 83-90, 2005. DOI: 10.20502/rbg.v6i2.54.
63. LINS-DE-BARROS, F. M. **Contribuição Metodológica para Análise Local da Vulnerabilidade Costeira e Riscos Associados: Estudo de Caso da Região dos Lagos, Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010. 297p.

64. LINS-DE-BARROS, F. M.; MUEHE, D. Avaliação Local da Vulnerabilidade e Riscos de Inundação na Zona Costeira da Região dos Lagos, Rio de Janeiro. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 2, n. 1, p. 55-66, 2010. DOI: 10.5380/abequa.v2i1-2.14106.
65. MAGALHÃES, B. L.; BAPTISTA, T.; FERNANDEZ, G. Dinâmica da Linha de Costa entre a Praia da Tartaruga e a Desembocadura do Rio São João (RJ). In: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 1, 2017, Campinas. São Paulo: **Congresso Nacional de Geografia Física**, p. 6504-6508. ISBN: 978-85-85369-16-3
66. MALLMANN, D. L. B. **Análise de Risco à Erosão Costeira de Curto-Termo para o Litoral Central de Pernambuco**. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Pernambuco. 2016. 160p.
67. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Quaternary Sea-Level History and Variation in Dynamics Along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 1, p. 163-176, 1996.
68. MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. Oscillations or not oscillations, that is the question: comment on Angulo R.J. and Lessa G.C. “The Brazilian sea-level curves: a critical review emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananúa regions”. **Marine Geology**, v.150, n.1-2, p.179-187, 1998.
69. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. **Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e Espírito Santo**. Ed. Conjunta, 1997. v. 1. 112p.
70. MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene Sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n.1, p.101-124, 2003.
71. MARTINS, K. A. **Vulnerabilidade à Erosão Costeira e Mudanças Climáticas Através de Indicadores em Pernambuco, Brasil**. Dissertação de Mestrado ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Pernambuco. 2015. 107p.
72. MAZZER, A. M.; DILLERNBURG, S. R.; SOUZA, C. R. G. Proposta de Método para Análise de Vulnerabilidade à Erosão Costeira no Sudeste da Ilha de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 278-294, 2008.
73. MEEHL, G.A., T.F. STOCKER, W.D. COLLINS, P. FRIEDLINGSTEIN, A.T. GAYE, J.M. GREGORY, A. KITO, R. KNUTTI, J.M. MURPHY, A. NODA, S.C.B. RAPER, I.G. WATTERSON, A.J. WEAVER, Z.-C. ZHAO. **Global Climate Projections**. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. p. 749 -844.
74. MENEZES, A. F.; PEREIRA, P. S.; GONÇALVES, R. M.; ARAÚJO, T. C. M.; SOUZA, P. H. G. O. Análise da Vulnerabilidade à Erosão Costeira Através de Geoindicadores nas Praias de Piedade e Paiva (PE), Brasil. **Geociências**, v. 37, n. 2, p. 455-465, 2018. DOI: 10.5016/geociencias.v37i2.11819.
75. MODARRES, M. **Risk Analysis in Engineering: Techniques, Tools and Trends**. CRC/Taylor & Francis, 401p. 2006.
76. MUEHE, D.; VALENTINI, E. **O Litoral do Estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental**. Ed. FEMAR, 1998. 99p.

77. MUEHE, D., FERNANDEZ, G. B., BULHÕES, E. M. R., AZEVEDO, I. F. Avaliação da Vulnerabilidade Física da Orla Costeira em Nível Local, Tomando como Exemplo o Arco Praial entre Rio das Ostras e o Cabo Búzios/RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 2, p. 45-58, 2011. DOI: dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i2.234.
78. MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; OLIVEIRA, J. F.; KLUMB-OLIVEIRA, L. Pulsos Erosivos e Resposta Morfodinâmica Associada a Eventos Extremos na Costa Leste do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, p. 369-386, 2015. DOI: 10.20502/rbg.v16i3.728.
79. NAINÉ, T. D. G. Avaliação da Suscetibilidade e da Vulnerabilidade à Erosão Costeira a Partir de Geoindicadores: Um Estudo de Caso na Orla Marítima entre Casimiro de Abreu e Rio das Ostras (RJ). Trabalho de Conclusão de Curso ao Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 2018. 52p.
80. NEREM, R. S. Variations in Global Mean Sea Level Associated with Sea Level Change. **Geophys. Res. Lett.**, v. 26, p. 3005-3008, 1999.
81. NOVAK, L. P.; LAMOUR, M. R. Avaliação do Risco à Erosão Costeira em Praias Urbanizadas do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 1, p. 163-185, 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i1.1661
82. OSILIERI, P. R. G.; SEOANE, J. C. S.; DIAS, F. B. Coastal Vulnerability Index Revisited: A Case Study from Maricá, RJ, Brazil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 72, n. 1, p. 81-99, 2020. DOI: 10.14393/revbrascartogr
83. ÖZYURT, G.; ERGIN, A. Improving Coastal Vulnerability Assessments to Sea-Level Rise: A New Indicator-Based Methodology for Decision Makers. **Journal of Coastal Research**, v. 262, p. 265-273, 2010. DOI: dx.doi.org/10.2112/08-1055.1.
84. PARENTE, C. E.; NOGUEIRA, I. C. M.; MARTINS, R. P.; RIBEIRO, E. O. Climatologia de Ondas. In: MARTINS, R. P.; MATHESON, G. S. G. (Ed.). **Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia**. Rio de Janeiro: Elsevier, in press (Série Habitats), 2014. p. 136-189. DOI: 10.1016/B978-85-352-6208-7.50001-5
85. PENDLETON, E. A.; HAMMAR-KLOSE, E. S.; THIELER, E. R.; WILLIAMS, S. J. Coastal Vulnerability Assessment of Gulf Islands National Seashore (GUIS) to Sea-Level Rise. **Geological Survey Open-File Report**, v. 03-188, p. 1-18, 2004.
86. PENDLETON, E. A.; BARRAS, J. A.; WILLIAMS, S. J.; TWICHELL, D. C. Coastal vulnerability assessment of the Northern Gulf of Mexico to sea-level rise and coastal change. **Geological Survey Open-File Report**, v. 2010-1146, p. 1-26, 2010. DOI: 10.3133/ofr20101146
87. PINHO, U. F. **Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos (Rio de Janeiro)**. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica). Engenharia Oceânica COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2003. 123 p.
88. PIRAZZOLI, P. A. **World Atlas of Holocene Sea-Level Changes**. Elsevier, Amsterdam, 1991. 300p.
89. PRENTICE, I. C. 3: The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In: **Third Assessment Report – Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2001. p. 185 - 225.
90. RANGEL, F. E. **O Campo de Dunas Escalonares na Praia do Peró – Cabo Frio/RJ: transporte de sedimentos, formas resultantes e impactos associados**. Dissertação (Programa de Pós-graduação em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2005. 97p.

91. REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009. DOI: 10.1590/S0102-77862009000100005
92. RODRIGUES, P. M. L. S. R. **Erosão e Acreção de Sedimentos nas Praias da Zona Oeste da Cidade do Rio de Janeiro: Aplicação do Software DSAS**. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2017. 69p.
93. RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Regressão Marinha que Sucedeu o Optimum Climático Holocênico. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, p. 508-531, 2021. DOI: 10.20502/RGB.V22I3.1843
94. SANTOS, M. S. T.; AMARO, V. E.; FERREIRA, A. T. S.; BARBOZA, A. A.; FIGUEIREDO, M. C.; ARAÚJO, A. G. Metodologia para Mapeamento de Vulnerabilidade Costeira à Elevação do Nível Médio do Mar (NMM) em Escala Local. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 21, n. 4, p. 691-705, 2015. DOI: 10.1590/S1982-21702015000400040.
95. SAVI, D.C. Erosão e Acreção Costeira na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, RJ. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 1, p. 91-99, 2007. DOI: 10.1590/S0102-261X2007000500009.
96. SCHMITT, R. S. **A Orogenia Búzios – Caracterização de um evento tectono-metamórfico no domínio tectônico Cabo Frio – Sudeste da faixa ribeira**. Tese de Doutorado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio De Janeiro, Rio de Janeiro, 2001. 271p.
97. SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (Se Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, p. 29–61, 2004.
98. SCHMITT, R.S. **Geologia e recursos minerais da folha Rio Das Ostras Sf.24-Y-A-Iv E Cabo Frio Sf.23-Z-B-Vi, Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:100.000 Organizador Luiz Carlos Da Silva. – Belo Horizonte : Cprm, 2012.
99. SERAFIM, M. B.; SIEGLE, E.; CORSI, A. C.; BONETTI, J. Coastal Vulnerability to Wave Impacts Using a Multi-Criteria Index: Santa Catarina (Brazil). **Journal of Environmental Management**, v. 230, p. 21-32, 2019. DOI: 10.1016/j.jenvman.2018.09.052
100. SHARPLES, C.; MOUNT, R.; PEDERSEN, T. **The Australian Coastal Smartline Geomorphic and Stability Map Version 1: Manual and Data Dictionary**. 1.1 Ed. Tasmania: Australia Geoscience, 2009. 183 p.
101. SILVEIRA, I. R. L.; FERNANDES, D.; CABRAL, C. L.; OLIVEIRA, D. M. V.; GOUVEA JUNIOR, W. C.; CASTRO, J. W. A. **Dinâmica das Dunas Escalonares Transgressivas Sobre a Região do Perú – Cabo Frio, Rio de Janeiro**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 22, n. 4, p. 986-1000, 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i4.2041
102. SOUZA, R. S. **Erosão Costeiras nas Praias da Barra da Tijuca, Reserva e Recreio dos Bandeirantes, Rio de Janeiro**. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2011. 91p.
103. SOUZA, C. R. G., SUGUIO, K. The Coastal Erosion Risk Zoning and the State of São Paulo Plan for Coastal Management. **Journal of Coastal Research**, v. 35, p. 530-547, 2003.
104. SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. 1ª Ed. ABEQUA: Ribeirão Preto, São Paulo, 2005. 381p.

105. SPECIAL REPORT ON THE OCEAN AND CRYOSPHERE IN A CHANGING. Chapter 4: Sea Level Rise and Implications for Low Lying Islands, Coasts and Communities. **IPCC - SR Ocean and Cryosphere (SROCC)**, p. 1-169, 2019.
106. SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n.4, p. 273-286, 1985.
107. SUGUIO, K. Tópicos de Geociências para o Desenvolvimento Sustentável: As Regiões Litorâneas, **Geologia USP: Série Didática**, v. 2, n. 1, p. 1 - 40, 2003. DOI. 10.11606/issn.2316-9109.v2i0p1-40.
108. SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. 2ª Ed. Oficina de Textos: São Paulo, 2010. 408p.
109. TANO, R. A.; AMAN, A.; KOUADIO, K. Y.; TOUALY, E.; ALI, K. E.; ASSAMOI, P. Assessment of the Ivorian Coastal Vulnerability. **Journal of Coastal Research**, v. 32, n. 6, p. 1495-1503, 2016. DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-15-00228
110. THIELER, E. R.; HAMMAR-KLOSE, E. S. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast. U.S. **Geological Survey Open-File Report**, v. 99-593, p. 1-15, 1999a.
111. THIELER, E. R.; HAMMAR-KLOSE, E. S. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast. U.S. **Geological Survey Open-File Report**, v. 00-178, p. 1-17, 1999b.
112. THIELER, E. R.; HAMMAR-KLOSE, E. S. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast. U.S. **Geological Survey Open-File Report**, v. 00-179, p. 1-15, 1999c.
113. TROMPETTE R. **Geology of western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-african-brasiliano aggregation of South America and Africa**. A.A. Balkema: Rotterdam, 1994. 350p.
114. TURCQ, B.; MARTIN, L. F. J. L.; SUGUIOS, K.; PIERRE, C.; TASAVACO-ORTEGA, L. Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio De Janeiro. In: KNOPPERS, B.A., BIDONE, E.D.E., ABRÃO, J.J. (Ed) **Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems**, Rio De Janeiro, Brazil. Niterói, Eduff, Série Geoquímica Ambiental, 1999: p. 25-46.
115. UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. **USGS Coastal Change Hazards Portal**. Disponível em <marine.usgs.gov/coastalchangehazardsportal/ui/info/item/CDKmlpj>. Acesso em: 5 Fev. 2021.
116. WARRICK, R. A.; LE PROVOST C.; MEIER, M. F.; OERLEMANS, J.; WOODWORTH, P. L. 7: Changes in Sea Level. In: **INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE: Climate Change 1995: The Science of Climate Change**. Published for Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 1995. p. 363 – 397.
117. YIN, J.; YIN, Z.; WANG, J.; XU, S. National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise for the Chinese Coast. **Journal of Coastal Conservation**, v. 16, p. 123-133, 2012. DOI: 10.1007/s11852-012-0