



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HENRIQUE RAVI ROCHA DE CARVALHO ALMEIDA

**INFLUÊNCIA DOS PROCESSOS MORFODINÂMICOS, SEDIMENTOLÓGICOS E
GEOMORFOLÓGICOS NO ZONEAMENTO COSTEIRO E NA PLATAFORMA
CONTINENTAL RASA DO LITORAL DO MUNICÍPIO DA BARRA DE SÃO
MIGUEL, ALAGOAS, BRASIL**

Recife
2018

HENRIQUE RAVI ROCHA DE CARVALHO ALMEIDA

**INFLUÊNCIA DOS PROCESSOS MORFODINÂMICOS, SEDIMENTOLÓGICOS E
GEOMORFOLÓGICOS NO ZONEAMENTO COSTEIRO E NA PLATAFORMA
CONTINENTAL RASA DO LITORAL DO MUNICÍPIO DA BARRA DE SÃO
MIGUEL, ALAGOAS, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

- A447i Almeida, Henrique Ravi Rocha de Carvalho.
Influência dos processos morfodinâmicos, sedimentológicos e geomorfológicos no zoneamento costeiro e na plataforma continental rasa do litoral do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil / Henrique Ravi Rocha de Carvalho Almeida - 2018.
190 folhas, il., tabs., abr. e sigl.

Orientador: Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.
Inclui Referências e Apêndice.

1. Geociências. 2. Profundidade de fechamento. 3. Zona não edificante. 4. Erosão costeira. 5. Gerenciamento costeiro. I. Manso, Valdir do Amaral Vaz (Orientador).
II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2018-453

HENRIQUE RAVI ROCHA DE CARVALHO ALMEIDA

**INFLUÊNCIA DOS PROCESSOS MORFODINÂMICOS, SEDIMENTOLÓGICOS E
GEOMORFOLÓGICOS NO ZONEAMENTO COSTEIRO E NA PLATAFORMA
CONTINENTAL RASA DO LITORAL DO MUNICÍPIO DA BARRA DE SÃO
MIGUEL, ALAGOAS, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Geociências.

Aprovada em: 31 / 10 / 2018.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Diniz Madruga Filho (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^a. Dr^a. Rochana Campos de Andrade Lima (Examinador Externo)
Universidade Federal de Alagoas

Prof. Dr. George Satander Sá Freire (Examinador Externo)
Universidade Federal do Ceará

Dedico este trabalho a minha família. Em especial a minha esposa Djnane, que sempre foi parceira, amiga e incentivadora; e a meus filhos Caio e Catarina.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por me dar forças quando precisei, e por me proporcionar momentos maravilhosos durante esta trajetória.

Me sinto realizado em ter conhecido pessoas às quais posso chamá-las de amigas, por ter realizado um sonho profissional, e, principalmente, por ter visto minha filha Catarina nascer e poder desfrutar de seus primeiros 4 anos bem de pertinho, sempre juntinho com meu filho Caio e minha esposa Djnane Fonseca.

Agradeço ao meu orientador, Valdir do Amaral Vaz manso pela sua paciência, por sua orientação e por ser uma pessoa digna, o qual considero como um grande amigo; A minha co-orientadora, Rochana Campos de Andrade Lima, pelas primeiras conversas e incentivo quando da possibilidade de ingresso no Doutorado, como também, pelas orientações diversas em momentos difíceis, além da disposição para as idas a campo. Obrigado!

Não poderia esquecer de meus amigos: Miguel Arrais, que me ensinou na prática sobre os procedimentos para o peneiramento granulométrico no LGGM/UFPE, e que sempre me atendeu com simpatia e disposição. Fora as conversas diversas que tínhamos nas horas vagas; A Sharliane Arruda, que me ajudou na análise granulométrica dos sedimentos praias e batimétricos. Sua ajuda foi essencial para se obter grande parte dos resultados desta tese; e a Marcelo Menezes, por me ajudar a interpretar os resultados do MARE e pelas dicas para o levantamento dos perfis praias. E não menos importante, a Isaac Freitas por disponibilizar parte de seu tempo para realizar o levantamento batimétrico da área de estudo.

Agradeço a minha esposa Djnane Fonseca e meu irmão Pablo Ramon pelas parcerias em campo. Sei que tivemos dias bons e outros difíceis, mas lembrarei de todos os dias com carinho, pois apesar de saber das muitas adversidades que encontramos, seja sol, seja chuva, calor, cansaço, indisposição, seja lá o que for, sei que vocês sempre se esforçaram para dar o melhor, de maneira que os resultados correspondessem às minhas expectativas.

Por fim, mais não menos importante, agradeço a PROPEP/PRODEP/UFAL pela bolsa de doutorado, sem a qual esta pesquisa não teria sido realizada.

RESUMO

Visto a necessidade de ampliar o conhecimento do meio físico para se estabelecer diretrizes racionais de utilização de áreas costeiras no Estado de Alagoas, a presente pesquisa teve como objetivo analisar as características geomorfológicas, sedimentológicas, morfodinâmicas, da plataforma continental interna rasa do litoral do Município da Barra de São Miguel/Alagoas/Brasil, bem como o grau de vulnerabilidade à erosão costeira. A metodologia se baseou em três etapas: Gabinete, onde foram coletadas informações pretéritas em fontes primárias; Campo, consistiram na execução de levantamentos de dados no próprio local da pesquisa ao longo dos anos de 2016 a 2017; e Laboratório, através da análise dos dados primários e secundários e consequente determinação dos resultados. Para a categorização do grau de vulnerabilidade da costa, o litoral foi dividido em setor A (A₁, A₂ e A₃) e setor B, levando em consideração a ocupação antrópica, as altitudes absolutas de linha de costa, a largura do perfil ativo e as características geomorfológicas, onde constatou-se que aproximadamente 57% do litoral da área de estudo (setor A) está ameaçada pela elevação do NM, apresentando alto grau de vulnerabilidade. Em contraponto, o setor B, foi diagnosticado com baixo potencial de vulnerabilidade à erosão. O prognóstico de retrogradação a partir da aplicação da Lei de Bruun (1964), indicou que mesmo no cenário otimista, os recuos (R₁) serão elevados, atingindo todas as edificações do setor A. O Setor B, apesar de apresentar alto nível de conservação ambiental, exibiria um recuo de 15,10m. A determinação do limite terrestre não edificante (LTNE), demonstrou que a adoção prévia dos resultados ao longo dos setores, seria suficiente para absorver os impactos futuros gerados pela elevação do nível do mar sobre o litoral da área estudada. Desta forma, é válido afirmar que os resultados obtidos são importantes para compreensão do ambiente costeiro, podendo ser utilizado como fonte norteadora no monitoramento da região, através de estudos complementares na ordem de anos e décadas, de maneira a obter parâmetros morfodinâmicos espaço/temporais, auxiliando desta forma, na determinação das tendências evolutivas do litoral da área pesquisada.

Palavras-chave: Profundidade de fechamento. Zona não edificante. Erosão costeira. Gerenciamento costeiro.

ABSTRACT

Considering the need to increase the knowledge of the physical environment in order to establish rational guidelines for the use of coastal areas in the State of Alagoas, the present research had the objective of analyzing the geomorphological, sedimentological and morphodynamic characteristics of the shallow internal continental shelf of the coast of the Barra de São Miguel / Alagoas / Brazil, as well as the degree of vulnerability to coastal erosion. The methodology was based on three stages: Cabinet, where previous information was collected in primary sources; Field, consisted in the execution of surveys of data in the place of the research during the years of 2016 to 2017; and Laboratory, through the analysis of the primary and secondary data and consequent determination of the results. In order to categorize the degree of vulnerability of the coast, the coastline was divided into sector A (A₁, A₂ and A₃) and sector B, taking into account anthropic occupation, absolute coastline altitudes, active profile width and geological characteristics, where it was found that approximately 57% of the coast of the study area (sector A) is threatened by the elevation of NM, presenting a high degree of vulnerability. In contrast, sector B was diagnosed with low potential for erosion vulnerability. The prognosis of retrogradation from the application of Bruun's Law (1964), indicated that even in the optimistic scenario, the setbacks (R₁) will be high, reaching all buildings in sector A. Sector B, despite having a high level of conservation would exhibit a 15.10m retreat. The determination of the non-uplifting terrestrial boundary (LTNE), showed that the previous adoption of the results along the sectors, would be enough to absorb the future impacts generated by the elevation of the sea level on the coast of the studied area. In this way, it is valid to affirm that the obtained results are important for understanding the coastal environment, being able to be used as guiding source in the monitoring of the region, through complementary studies in the order of years and decades, so as to obtain space / time morphodynamic parameters, helping in this way, in the determination of the evolutionary tendencies of the coast of the researched area.

Keywords: Closing depth. Zone not edifying. Coastal erosion. Coastal management.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Subdivisão morfodinâmica, morfodinâmicas e hidrodinâmica de uma praia.....	24
Figura 2 -	Característica morfológica da praia – Estágio Refletivo.....	26
Figura 3 -	Característica morfológica da praia – Estágio Dissipativo.....	27
Figura 4 -	Morfologia típica dos diferentes estágios morfodinâmicos da praia.....	27
Figura 5 -	Representação esquemática da dinâmica costeira nas desembocaduras fluviais em ambientes dominados por ondas. A: as frentes de onda (linha azul) se aproximam paralelas à linha de costa. B: as frentes de onda se aproximam abliquamente (linha azul) à linha de costa. As setas pretas representam o transporte/distribuição dos sedimentos de origem fluvial e as setas vermelhas o transporte transversal marinho pela corrente de deriva.....	29
Figura 6 -	Balanço sedimentar de uma praia.....	30
Figura 7 -	Setorização do Litoral de Alagoas com base na Tipologia das Praias.....	32
Figura 8 -	Exemplo das relações entre o poder de fluido para transportar sedimento e a taxa de suprimento que aporta no perfil da plataforma continental. A - Um aumento no suprimento de sedimentos e a redução da capacidade de transporte pode tornar o perfil da plataforma mais raso. B - Um aumento no transporte pode carrear mais suprimentos e pode tornar o perfil da plataforma mais profundo.....	38
Figura 9 -	Forma dos depósitos de acreção de sedimentos em margem continental com letras indicando as sucessivas posições da superfície deposicional.....	39
Figura 10 -	Previsão para o aumento do Nível do Mar entre os anos 2000 e 2100.....	42
Figura 11 -	Curva de elevação do nível do mar no Quaternário Superior (últimos 20 mil anos A.P.). Observa-se que a fase inicial (Fase I) entre 20 mil e 7 mil anos foi marcada por taxas mais elevadas de subida do nível do mar, com oscilações ao longo deste intervalo. Em uma segunda fase (Fase II) as taxas de subida do nível do mar foram menores entre 7 mil e 3 mil anos, a partir de quando houve uma estabilização do nível do mar (Fase III) em torno de uma posição próxima a atual.....	45
Figura 12 -	Curva de variação do nível relativo do mar para o setor ao norte de Salvador/BA.....	47

Figura 13 -	A Regra de Bruun - translação da praia “s” imposta por um aumento do NRM “a”, resultando em deposição de sedimentos ao longo do perfil com espessura “a” para atingir novo equilíbrio. Onde “d” é a profundidade do momento NRM1 e “l” a distância do perfil à praia.....	50
Figura 14 -	Mapa de Localização da área de estudo.....	54
Figura 15 -	Precipitação média anual no Município da Barra de São Miguel entre os anos de 2008 a 2014.....	56
Figura 16 -	Média da Temperatura mensal para o Município de Maceió/AL entre os anos de 1995 a 2014.....	57
Figura 17 -	Formações de Manguezais do tipo <i>Rhizophora Manguê</i> às margens do Rio Niquim.....	58
Figura 18 -	Formações de Praia: vegetação de restinga na região da pós-praia.....	59
Figura 19 -	Vegetação de restinga sobre a região da berma e cordões dunares.....	59
Figura 20 -	Rede hidrográfica do Município da Barra de São Miguel.....	60
Figura 21 -	Localização das Bacias Hidrográficas dos Rios São Miguel e Niquim.....	61
Figura 22 -	Sistema Estuarino-Lagunar do Roteiro, em seu baixo curso. Ao Norte, destaca-se o Município da Barra de São Miguel.....	62
Figura 23 -	A - Caracterização da circulação atmosférica na costa Leste-Nordeste do Brasil durante as estações climáticas do Verão e Outono. B - Caracterização da circulação atmosférica na costa Leste-Nordeste do Brasil durante as estações climáticas do Inverno e Primavera.....	65
Figura 24 -	Mapa de localização da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas....	68
Figura 25 -	Carta Estratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas.....	70
Figura 26 -	Mapa geológico do Município da Barra de São Miguel, Alagoas.....	71
Figura 27 -	Transgressão Marinha Antiga - recuo da linha de costa.....	73
Figura 28 -	Regressão Marinha Antiga - formação de leques aluviais coalescentes.....	73
Figura 29 -	Penúltima Transgressão Marinha- formação das lagunas e estuários.....	74
Figura 30 -	Penúltima Regressão Marinha - formação das lagunas e estuários.....	74

Figura 31 -	Última Transgressão Marinha - formação das as barras/ilhas barreiras e deltas intralagunares.....	75
Figura 32 -	Última Regressão Marinha - formação da planície costeira atual, e dos terraços marinhos holocênicos.....	76
Figura 33 -	Mapa Geomorfológico do Município da Barra de São Miguel/AL.....	77
Figura 34a -	Terraço Marinho Pleistocênico - Vista geral do afloramento localizado a oeste do Litoral da Barra de São Miguel – AL, nas proximidades das rampas de colúvio dos Tabuleiros da Formação Barreiras.....	79
Figura 34b -	Feição morfológica característica de áreas de ocorrência de Terraços Pleistocênicos. Esse pacote horizontal encontra-se parcialmente encoberto pela vegetação de restinga e sob deposição eólica de sedimentos atuais.....	79
Figura 35 -	Terraço marinho holocênico encobertos pela vegetação de restinga à Norte da Planície Costeira da Barra de São Miguel – AL.....	80
Figura 36 -	Arenito de praia e bancos arenosos à Sul da Barra de São Miguel – AL.....	81
Figura 37 -	Bancos arenosos localizados na foz do Complexo Estuarino-Lagunar do Roteiro.....	81
Figura 38 -	Distribuição dos pontos das amostras sedimentológicas.....	84
Figura 39 -	Busca-fundo (Van Veen) utilizado para coletar sedimentos da plataforma continental interna.....	85
Figura 40 -	Mapa de localização dos perfis topográficos em campo.....	86
Figura 41 -	Ecobatímetro utilizado durante o levantamento batimétrico....	88
Figura 42 -	Trajeto do levantamento batimétrico sobre a região da plataforma continental rasa.....	88
Figura 43 -	Modelo de Wright & Short (1984) para classificação morfodinâmicas das praias dominadas por ondas.....	90
Figura 44 -	Receptor Rover: Levantamento da posição atual da linha de preamar.....	92
Figura 45 -	Receptor Base: Utilizado como ponto de referência para o ajustamento das coordenadas.....	92
Figura 46 -	Zonação tripartite do perfil de praias arenosas.....	98
Figura 47 -	Limites mínimos da orla segundo as características morfológicas do litoral.....	104

Figura 48 -	Distribuição sazonal das amostras quanto ao diâmetro médio.....	105
Figura 49 -	Gráfico de distribuição espacial das amostras pelo diâmetro médio dos grãos.....	106
Figura 50 -	Distribuição sazonal das amostras quanto ao selecionamento dos grãos.....	107
Figura 51 -	Gráfico de distribuição espacial das amostras pelo Desvio Padrão.....	108
Figura 52 -	Distribuição sazonal das amostras quanto a assimetria dos grãos.....	109
Figura 53 -	Gráfico de dispersão das amostras pela Assimetria.....	100
Figura 54 -	Gráfico de distribuição percentual das amostras quanto a curtose.....	100
Figura 55 -	Gráfico de dispersão das amostras pela Curtose.....	111
Figura 56 -	Localização do Perfil 1, Barra de São Miguel/AL.....	113
Figura 57 -	Monitoramento bimestral realizado no Perfil 1, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.....	114
Figura 58 -	Variação volumétrica (m ³ /m) do perfil P1, no período de maio de 2016 a abril de 2017.....	114
Figura 59 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 1 durante o mês de maio de 2016.....	115
Figura 60 -	Localização do Perfil 2, Barra de São Miguel/AL.....	115
Figura 61 -	Monitoramento bimestral realizado no Perfil 2, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.....	116
Figura 62 -	Variação volumétrica (m ³ /m) do perfil P2, no período de maio de 2016 a abril de 2017.....	116
Figura 63 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 2 durante o mês de janeiro de 2017.....	117
Figura 64 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 2 durante o mês de setembro de 2016.....	117
Figura 65 -	Localização do Perfil 3, Barra de São Miguel/AL.....	118
Figura 66 -	Monitoramento bimestral realizado no Perfil 3, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.....	118
Figura 67 -	Variação volumétrica (m ³ /m) do perfil P3, no período de maio de 2016 a abril de 2017.....	119
Figura 68 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 3 durante o mês de maio de 2016.....	119

Figura 69 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 3 durante o mês de janeiro de 2017.....	120
Figura 70 -	Localização do Perfil 4, Barra de São Miguel/AL.....	120
Figura 71 -	Monitoramento bimestral realizado no Perfil 4, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.....	121
Figura 72 -	Variação volumétrica (m ³ /m) do perfil P3, no período de maio de 2016 a abril de 2017.....	121
Figura 73 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 4 durante o mês de julho de 2016.....	122
Figura 74 -	Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 4 durante o mês de janeiro de 2016.....	122
Figura 75 -	Marcas de leito em forma de dunas subaquáticas, em 28/11/2016.....	123
Figura 76 -	Perfil 2 - Compartimentação litorânea predominante refletiva. Foto do perfil durante a Primavera.....	125
Figura 77 -	Frequência de distribuição das alturas médias das ondas por estações climáticas.....	128
Figura 78 -	Variações dos valores da declividade das ondas (H/L) durante as estações climáticas entre os anos de 2016 a 2017.	129
Figura 79 -	Gráficos de direção e frequência das ondas e velocidades ventos dominantes por estações climáticas.....	130
Figura 80 -	Mapa batimétrico da plataforma continental rasa.....	133
Figura 81 -	Relevo do fundo oceânico do litoral da Barra de São Miguel-AL.....	134
Figura 82 -	Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Diâmetro médio.....	137
Figura 83 -	Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Desvio Padrão.....	139
Figura 84 -	Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Assimetria.....	141
Figura 85 -	Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Curtose.....	143
Figura 86 -	Profundidade de fechamento a partir dos parâmetros de ondas previstos pelo CPTEC entre os anos de 2016 e 2017....	145

Figura 87 -	Comportamento do limite oceânico (d_2) a partir dos parâmetros de ondas e granulométricos.....	147
Figura 88 -	Perfil esquemático da compartimentação litorânea com o posicionamento da profundidade de fechamento (d_1) e limite oceânico (d_2).....	147
Figura 89 -	Mapa dos setores de retrogradação do litoral do Município da Barra de São Miguel, Alagoas.....	149
Figura 90 -	Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A ₁	152
Figura 91 -	Manguezal instalado na planície de inundação de maré próxima à foz do rio Niquim.....	153
Figura 92 -	Trecho com Alta Vulnerabilidade: Muros de praia com face do enrocamento concretado para galgamento das ondas; Alta urbanização da pós-praia; e ausência de praia durante o período de preamar.....	154
Figura 93 -	Trecho com Alta Vulnerabilidade: Construção de dissipador de energia de ondas do tipo Bagwall; Alta urbanização da pós-praia; e praia reduzida durante o período de preamar.....	154
Figura 94 -	Trecho com Alta Vulnerabilidade: Impermeabilização do cordão litorâneo através da construção de muros de praia; Alta urbanização da pós-praia; e praia reduzida durante o período de preamar.....	154
Figura 95 -	Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A ₂	156
Figura 96 -	Trecho com Alta Vulnerabilidade: Contenção do cordão litorâneo através da construção de muros de praia; Alta urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.....	157
Figura 97 -	Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos preservados e fixados por vegetação de restinga; Média urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.....	157
Figura 98 -	Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A ₃	159
Figura 99 -	Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos preservados e fixados por vegetação de restinga; Baixa urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.....	160
Figura 100 -	Trecho com Alta Vulnerabilidade: Cordões litorâneos ocupados e fixados por muros de praia; Média urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.....	160

Figura 101 -	Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Setor B.....	162
Figura 102 -	Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos fixados por vegetação de restinga; e praia bem desenvolvida.	163
Figura 103 -	Ausência de urbanização na região da pós-praia; Terraço marinho holocênico preservado e fixados por vegetação de restinga.....	163

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Balanço sedimentar de uma praia arenosa oceânica.....	31
Tabela 2 -	Indicadores utilizados para a classificação morfodinâmica de praias dominadas por ondas.....	91
Tabela 3 -	Classificação granulométrica adotada no programa SYSGRAN 3.0.....	94
Tabela 4 -	Caracterização do grau de arredondamento, esfericidade e textura superficial dos grãos.....	95
Tabela 5 -	Limites de classificação do Desvio Padrão.....	96
Tabela 6 -	Limites de classificação da assimetria.....	97
Tabela 7 -	Limites de classificação da curtose.....	97
Tabela 8 -	Resposta de diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível do mar.....	102
Tabela 9 -	Séries temporais subdividas por estação climática entre os anos de 2016 e 2017.....	127
Tabela 10 -	Resultados significativos dos parâmetros ondulatórios por estação climática.....	127
Tabela 11 -	Características granulométricas dos sedimentos da Plataforma Continental Rasa, segundo os parâmetros estatísticos definidos por Folk & Ward (1957).....	135
Tabela 12 -	Parâmetros estatísticos e profundidade de fechamento d_1 , considerando o período das estações climáticas e anual.....	144
Tabela 13 -	Parâmetros estatísticos e limite oceânico (d_2), considerando o período das estações climáticas e anual.....	146
Tabela 14 -	Valores médios para as variáveis da fórmula de Bruun (1962).....	150
Tabela 15 -	Projeção da retrogradação e vulnerabilidade para os setores A e B.....	164

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agência Nacional do Petróleo
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
CEM	Centro de Estudo do Mar
CHM	Centro Hidrográfico da Marinha
CIRM	Comissão Interministerial para os Recursos do Mar
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CPTEC	Centro de Previsões do Tempo e Estudos Climáticos
CTE/AL	Comissão Técnica do Estado de Alagoas
CTG	Centro de Tecnologia e Geociências
CELLM	Complexo Estuarino Lagunar Mundaú Manguaba
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DMET	Diretoria de Meteorologia
DOL	Ondas de Leste
EUA	Estados Unidos da América
GI-GERCO	Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro
GMSL	Elevação do Nível do Mar Global
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
GRPU	Gerência do Serviço de Patrimônio da União
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IMA	Instituto do Meio Ambiente
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INPH	Instituto de Pesquisas Hidroviárias
IOUSP	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
LGGM	Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha
LTNE	Limite Terrestre não Edificante
MMA	Ministério do Meio Ambiente
NMM	Nível Médio do Mar
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRM	Nível Relativo do Mar
PEGC	Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro
PGI	Plano de Gestão Integrada da Orla Marítima
PNGC	Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro
PTM	Penúltima Transgressão Marinha
RLC	Recuo da Linha de Costa

RHSM	Região Hidrográfica de São Miguel
RN	Referência de Nível
SC	Santa Catarina
SEMARH	Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos
SEMARHN	Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos e Naturais
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SLSA	Surf Life Saving Australia
SPU	Secretaria de Patrimônio da União
TMA	Transgressão Marinha Antiga
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
UFPR	Universidade Federal do Paraná
UMG	Último Máximo Glacial
UTM	Universal Transversa de Mercator
VCANs	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WGS 84	World Geodetic System de 1984
ZD	Zona de Divergência
ZEEC	Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	20
2	OBJETIVOS.....	23
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	24
3.1	SISTEMA PRAIAL.....	24
3.1.1	Feições Morfológicas do Perfil Praial.....	24
3.1.2	Morfodinâmica e Hidrodinâmica Praial.....	26
3.1.3	Erosão Costeira.....	32
3.2	DINÂMICA SEDIMENTAR EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS.....	36
3.2.1	Sedimentação na Plataforma Continental.....	38
3.2.1.1	<i>Plataforma Continental Brasileira.....</i>	<i>40</i>
3.2.1.2	<i>Plataforma Continental de Alagoas.....</i>	<i>42</i>
3.3	AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR.....	43
3.4	A TEORIA DE BRUUN (1954).....	50
3.5	GESTÃO TERRITORIAL DA ZONA COSTEIRA.....	52
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	55
4.1	ASPECTOS FÍSICOS.....	56
4.1.1	Clima.....	56
4.1.2	Vegetação.....	58
4.1.3	Hidrografia.....	61
4.1.4	Oceanografia.....	64
4.1.4.1	<i>Regime de Marés.....</i>	<i>64</i>
4.1.4.2	<i>Ventos.....</i>	<i>65</i>
4.1.4.3	<i>Sistema de Correntes.....</i>	<i>67</i>
4.1.4.4	<i>Clima de Ondas.....</i>	<i>67</i>
4.2	ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	68
4.2.1	Geologia do Quaternário Costeiro.....	73
5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	84

5.1	TRABALHOS DE GABINETE.....	84
5.2	TRABALHOS DE CAMPO.....	84
5.2.1	Sedimentologia.....	84
5.2.2	Levantamento Topográfico e Batimétrico.....	86
5.2.3	Estado Morfodinâmico Praial.....	90
5.2.4	Determinação da linha de preamar máxima.....	92
5.3	TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	94
5.3.1	Análise granulométrica.....	94
5.3.1.1	<i>Significado dos parâmetros estatísticos.....</i>	96
5.3.2	Determinação da Profundidade de Fechamento.....	99
5.3.3	Retrogradação Litorânea.....	102
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	106
6.1	MORFODINÂMICA PRAIAL.....	106
6.1.1	Distribuição sazonal da granulometria.....	106
6.1.2	Variação sazonal dos perfis praias.....	113
6.1.3	Estado Morfodinâmico.....	124
6.2	PLATAFORMA CONTINENTAL.....	128
6.2.1	Clima de ondas.....	128
6.2.2	Batimetria.....	133
6.2.3	Sedimentologia.....	136
6.3	PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO.....	145
6.4	RETROGRADAÇÃO E VULNERABILIDADE LITORÂNEA.....	149
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	166
	REFERÊNCIAS.....	170
	APÊNDICE A - FICHA DE MONITORAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DAS VULNERABILIDADES LITORÂNEAS.....	188

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos houve um aumento expressivo na elaboração e na implantação de planos de ordenamento e desenvolvimento territorial, direcionados à gestão dos municípios costeiros. A razão disso reside no fato de que, entre as unidades ambientais, a região costeira é a que mais apresenta vocação à implantação de atividades socioeconômicas que perturbam o meio natural, afetando o estado de equilíbrio dos ecossistemas costeiro e marinho (ASSIS, 2007).

Para preservar esses espaços ambientalmente protegidos, em virtude de sua importância e fragilidade, é comum adotar a estratégia de avaliar um território por meio de seu zoneamento, apontado por Silva e Santos (2004) como a “identificação e a delimitação de unidades ambientais em um determinado espaço físico, segundo suas vocações e fragilidades, acertos e conflitos”. No entanto, é consenso que os zoneamentos são executados sob critérios meramente qualitativos, a partir de modelos estruturados de forma subjetiva, havendo uma demanda de propostas metodológicas que identifiquem zonas a partir da seleção de atributos ambientais mapeáveis.

Autores como Gruber (2002), Bruun (1962), Schwartz (1967), Dean (1991) e Pilkey (1993) reconhecem a importância que a interação entre a plataforma rasa e o ambiente praiado representam para o conhecimento e gerenciamento de ambientes costeiros, pois são essenciais em projetos e estudos que envolvam a região litorânea, como, por exemplo, os relacionados a acreção e erosão de praias; projetos de alimentação artificial de praias ou exploração de jazidas submersas, sem os quais, danos consideráveis podem ser desencadeados nos ambientes costeiros adjacentes.

Além destes fatores, a previsão de uma elevação do nível do mar é uma variável que deve ser considerada no prognóstico de variação da linha de costa em decorrência dos processos erosivos que se intensificaram com o incremento do descongelamento de geleiras e a tendência histórica de elevação da temperatura climática (MUEHE, 2004).

Segundo Wong *et al.* (2014), a *Intergovernmental Panel of Climate Change* (IPCC) estima um cenário pessimista para as regiões litorâneas em função de um aumento do nível do mar, em que indica uma elevação acima de 1 metro até o ano 2100. De acordo com esta previsão, faixas de absorção desse impacto devem ser

estabelecidas no sentido de auxiliar o gerenciamento costeiro, mesmo sabendo que este cenário possa não vir se concretizar, por se tratar de uma estimativa.

Estudos referentes às regiões litorâneas e à dinâmica costeira no litoral do Estado de Alagoas ainda são bastante escassos. Entretanto, nos últimos anos começaram trabalhos desenvolvidos no litoral norte e sul do Estado, além da intensificação dos estudos na região de Maceió. Destacam-se os trabalhos de Goes (1979) e Araújo *et al.* (2006), que estudaram, respectivamente, os ambientes costeiros do Estado de Alagoas e a erosão e progradação do litoral de Alagoas; de Dominguez (1995), Araújo e Lima (2000), Lima *et al.* (2000), Araújo e Lima (2001) e Araújo e Michelli (2001) para a região norte, englobando análise de vulnerabilidade do litoral, classificação morfodinâmica, descrição geomorfológica e a identificação de áreas com indícios de erosão e/ou deposição. Além desses, Santos (2004) realizou a caracterização ambiental da planície costeira de Maceió, levando em consideração o nível de desenvolvimento e os aspectos geoambientais da região. Para o litoral sul, faz-se notar os trabalhos de Marques (1987) e Lima (1998), que analisaram a sedimentologia, a geomorfologia e a evolução da região costeira do complexo estuarino lagunar Mundaú-Manguaba; Silva (2001 e 2008) e Souza (2013) realizaram estudos geomorfológico e sedimentológico, diagnóstico geoquímico e geocronológico, e variação secular das concentrações de elementos maiores e traços; todos aplicados o sistema estuarino lagunar do Roteiro, localizado no Município da Barra de São Miguel. Vieira e Costa (2010) para um trecho do litoral do Município de Marechal Deodoro, através da análise geomorfológica e das alterações físicas do litoral; e por fim, Souza (2013) realizou a identificação de geossistemas aplicados no estudo ambiental da bacia do Rio São Miguel.

Segundo Dominguez (1995) a tendência erosiva do litoral do Estado de Alagoas é comprovada pela presença de falésias vivas da Formação Barreiras e de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas, pela quase ausência de planícies e terraços pleistocênicos, pela presença frequente de alinhamentos de arenitos de praia, caracterizando a retrogradação do litoral, e pela ocorrência de campos de dunas, cujos sedimentos oriundos da plataforma continental interna deixam de estar disponíveis para a progradação costeira.

Dentro desse contexto, visto a necessidade de ampliar o conhecimento do meio físico para se estabelecer diretrizes racionais de utilização de áreas costeiras no Estado de Alagoas, a presente pesquisa justifica-se pelo fato de que não existem

trabalhos do tipo aplicados à área de estudo, como também, pela necessidade de determinar e compreender os processos morfodinâmicos, sedimentológicos e geomorfológicos, sendo estes, atributos de fundamental importância, por serem os grandes responsáveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentais e pelos mecanismos de erosão, transporte e deposição de sedimentos na zona costeira.

Com base nos pressupostos acima tratados, esta pesquisa propõe a seguinte hipótese para a referente pesquisa: Ao se adotar a previsão de elevação global do nível relativo do mar em aproximadamente 1 metro (IPCC, 2012), espera-se que ocorram modificações dos limites litorâneos e oceânicos, e como consequência, alteração na delimitação de zonas não edificantes ao longo do litoral da Barra de São Miguel, Alagoas.

2 OBJETIVOS

O objetivo geral é analisar as características geomorfológicas, sedimentológicas, morfodinâmicas, da plataforma continental interna rasa do litoral, bem como o grau de vulnerabilidade à erosão costeira.

Os objetivos específicos são:

- a) Identificar e caracterizar os aspectos físicos e as feições geomorfológicas;
- b) Inferir sobre a distribuição sazonal da granulometria ao longo da linha de costa;
- c) Monitorar e analisar a variação volumétrica dos perfis morfodinâmicos, como também, as alterações temporais da morfologia litorânea;
- d) Inferir sobre o estado morfodinâmico praial;
- e) Delimitar a zona ativa (profundidade de fechamento) da plataforma continental rasa, determinando os limites litorâneo e oceânico;
- f) Caracterizar o processo de uso e ocupação da costa para definir níveis de retrogradação e vulnerabilidade.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são apresentados os fundamentos teóricos contemplados no desenvolvimento deste trabalho. Inicialmente é apresentada uma descrição dos sistemas praias. Em seguida, são descritos alguns conceitos sobre dinâmica sedimentar em plataformas continentais. Além disso, é apresentada as teorias literárias sobre as variações do nível do mar. Por fim, é abordado o tema sobre gestão territorial da zona costeira e sua implementação a partir da teoria de Bruun (1954).

3.1 SISTEMA PRAIAL

As praias são feições geológicas temporárias e movimentadas, estando entre os sistemas físicos da superfície da Terra com maior dinâmica. Caracteriza-se por representar a região onde o continente encontra o mar entre a maré alta e baixa, constituindo uma zona de fronteira sujeita a contínuas alterações morfodinâmicas, modeladas por processos de origem continental e marinha. Esses processos, determinantes para a formação de distintos tipos de costa, englobam os movimentos tectônicos, as oscilações do nível do mar, da dinâmica erosiva e deposicional associada à ação de ondas, marés, correntes e à ação fluvial, glacial e eólica (SILVA *et al.*, 2004).

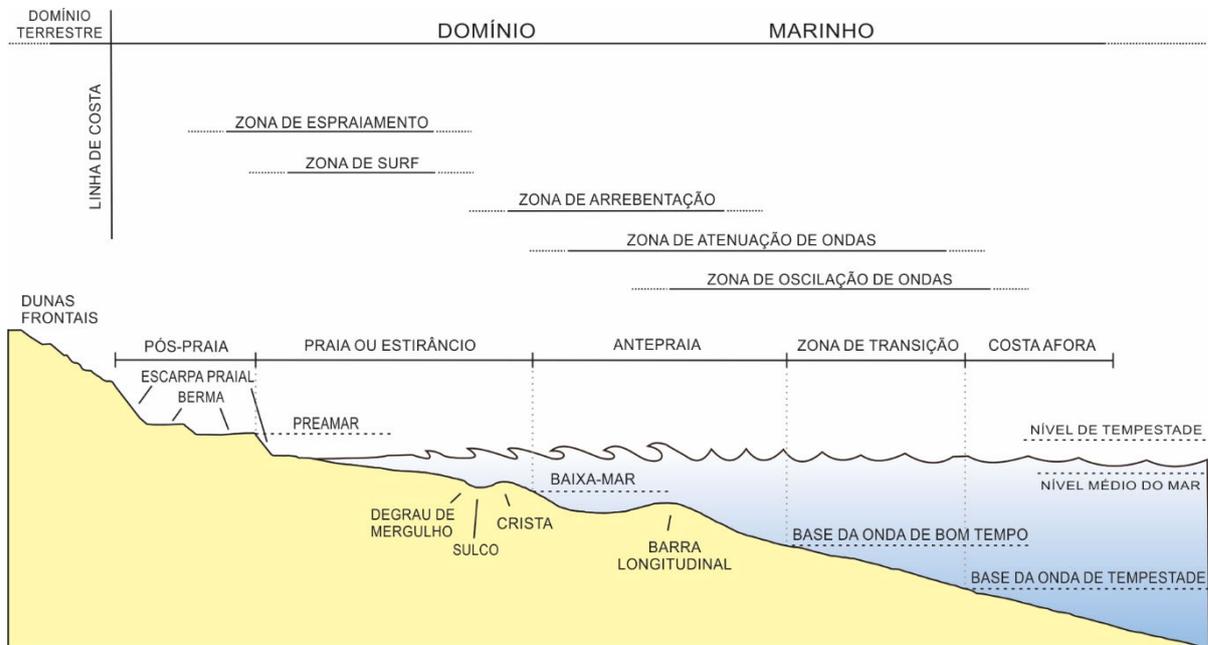
3.1.1 Feições Morfológicas do Perfil Praial

A classificação e subdivisão dos principais setores praias que caracterizam e que têm influência direta no comportamento morfológico das praias, varia de autor para autor. Os problemas vão desde a tradução confusa dos termos para o português, até a dificuldade de sua delimitação nos textos da literatura internacional. No Brasil, autores como Suguio (1992), Muehe (1994), Almeida (1995), Ângulo *et al.* (1996), Muehe (1998), Duarte (2002), Muehe (2004) e Nascimento Junior (2006), se destacam pela tentativa de definir os termos utilizados para delimitar as regiões do perfil praial.

Duarte (2002) adotou a terminologia para ambiente praial, levando em consideração as principais subdivisões morfológicas, morfodinâmicas e hidrodinâmicas encontradas em outras literaturas. Este autor divide o perfil de uma

praia (Figura 1), desde o continente em direção ao mar em dunas frontais, pós-praia, praia ou estirâncio, antepraia e zona de transição.

Figura 1 - Subdivisão morfológica, morfodinâmicas e hidrodinâmica de uma praia.



Fonte: Adaptado de Duarte (2002).

Assim, podem ser definidos os setores praias como:

- Dunas Frontais (*dunes front*) – São depósitos formados na pós-praia pela retenção de sedimento, sendo, no primeiro caso muitas vezes retido pela vegetação. De acordo com Hesp (2000), as dunas frontais começam como dunas incipientes ou embrionárias e evoluem, com o aumento da altura, devido à complexidade morfológica e a diversidade de cobertura vegetal, no caso de dunas fixadas e “permanentes”;
- Pós-Praia (*backshore*) – Representa o setor, até certo ponto estreito, localizado acima da linha de preamar, que só é inundado em marés muito altas ou de tempestades. Em locais onde predominam ventos soprando para o continente e amplitude de maré alta, a pós-praia é de certa forma bem desenvolvida (READING & COLLINSON, 1996). O limite interior ou continental, pode ser a duna (se existir) ou o cordão holoceno / terraço holoceno relacionado ao último evento de transgressão marinha;

- Praia ou Estirâncio (*tidal shores*) – Corresponde a feição situada entre o limite superior de preamar, que é delimitado pela berma, vegetação ou marcas de deixa, e a linha de baixar mar. Permanece exposto durante a maré baixa e submerso no decorrer da maré alta (MELO, 2000);
- Antepraia (*shoreface*) – Região permanentemente submersa, sendo sua superfície destacada por cristas e calhas longitudinais associadas a bancos sedimentares. Apresenta uma movimentação máxima de sedimentos, reflexos dos processos litorâneos mais atuantes como corrente longitudinal induzida por ondas ou pelas próprias ondas (REINECK & SINGH, 1975). Nessa região, podem ser encontrados os *beachrocks* depositados em cordões paralelos à linha de costa (MELO, 2000);
- Zona de Transição (*transition zone*) – Estende-se da base média da onda de tempestade à base média da onda de bom tempo e é, por esta razão, caracterizada por alternâncias de condições de alta e baixa energia (DUARTE, 2002). Segundo Hoefel (1998), esta região tem início em uma profundidade de leito marinho no qual a ação das ondas passa a ter algum efeito notável no transporte de sedimentos, terminando no limite da antepraia, também denominada de profundidade de fechamento do perfil, em que as variações verticais do fundo marinho, por efeito de ondas, começam a ter importância.

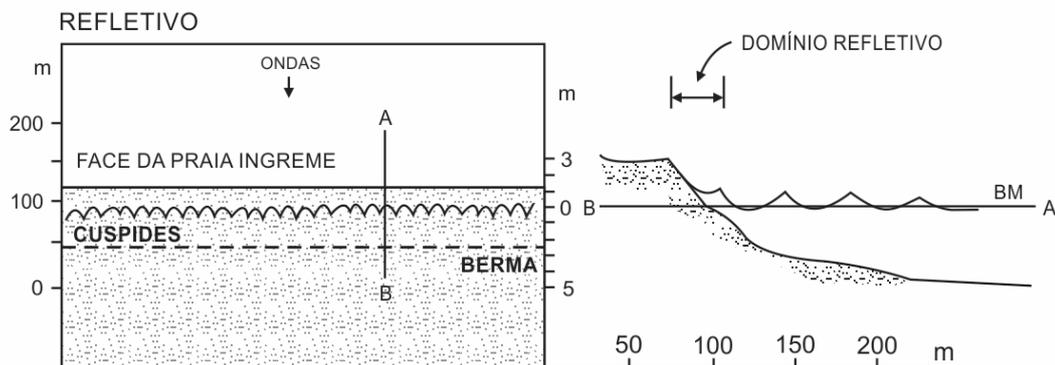
3.1.2 Morfodinâmica e Hidrodinâmica Praial

O estado morfodinâmico praial depende de uma série de fatores interdependentes que condicionam o “equilíbrio morfológico-dinâmico” do sistema. Bruun (1960) define a morfodinâmica praial como “o ajuste mútuo da topografia e da dinâmica do fluido, envolvendo o transporte de sedimentos”. Assim, a dinâmica do fluido controla o transporte de sedimentos, resultando em variações da morfologia da costa no tempo. Esta dinâmica dos fluidos, observada na praia, é resultado da associação de todos os processos hidrodinâmicos e seus impulsionadores climáticos, sendo que estes apresentam características específicas associadas a direção e período dos “trens” de ondas que incidem na costa (MARQUEZ, 2007).

Em zonas costeiras onde não haja a presença de desembocaduras fluviais, as ondas ao atingirem a linha de costa geram dois tipos de transporte de sedimentos, denominados de transversal (*cross-shore*) e longitudinal (*longshore*). O transporte transversal é mais importante quando o ângulo das ondas na zona de arrebatção é perpendicular à praia. O transporte longitudinal ou deriva sedimentar ocorre quando a onda arrebatça obliquamente em relação à costa (CUNHA, 2004).

O transporte transversal é o responsável pelas variações na geometria da praia, que migra dos estágios extremos refletivos e dissipativos e intermediários, dependendo da altura e do período das ondas, bem como do nível das marés. Segundo Mafra (2005), no estágio refletivo (Figura 2), a face praial terá alta declividade, com a presença comum de cúspides praiais e sedimentos de textura relativamente grossa, e as ondas são geralmente pequenas enquanto a zona de arrebatção é estreita.

Figura 2 - Característica morfológica da praia – Estágio Refletivo.

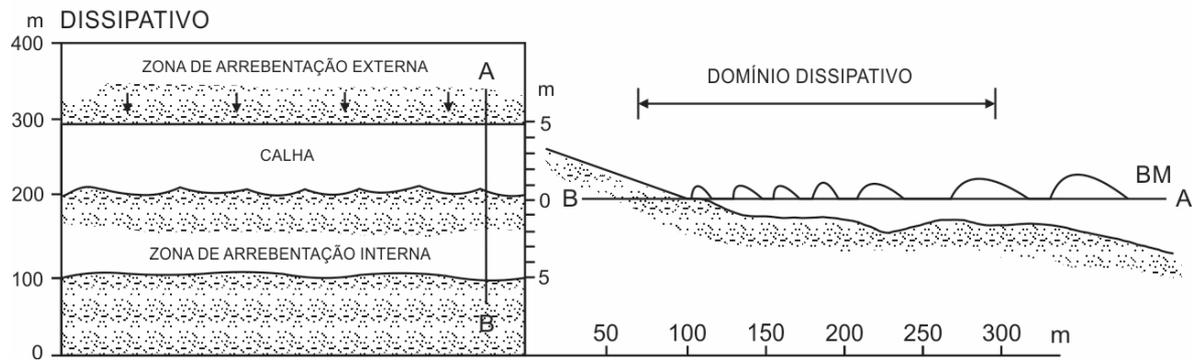


Fonte: Adaptado de Wright & Short (1984).

No estágio refletivo, a berma da praia é elevada devido à velocidade de espraiamento da onda que se dá sobre as areias grossas, limitando assim, o transporte eólico e as dunas frontais que se apresentam pequenas ou inexistentes (MUEHE, 2001).

No estágio dissipativo (Figura 3), as praias caracterizam-se por baixa declividade e sedimentos de textura fina à média, além de apresentar energia das ondas alta, com larga zona de arrebatção e a presença comum de barras submersas, onde as ondas dissipam a maior parte da energia antes de atingir a praia.

Figura 3 - Característica morfológica da praia – Estágio Dissipativo.

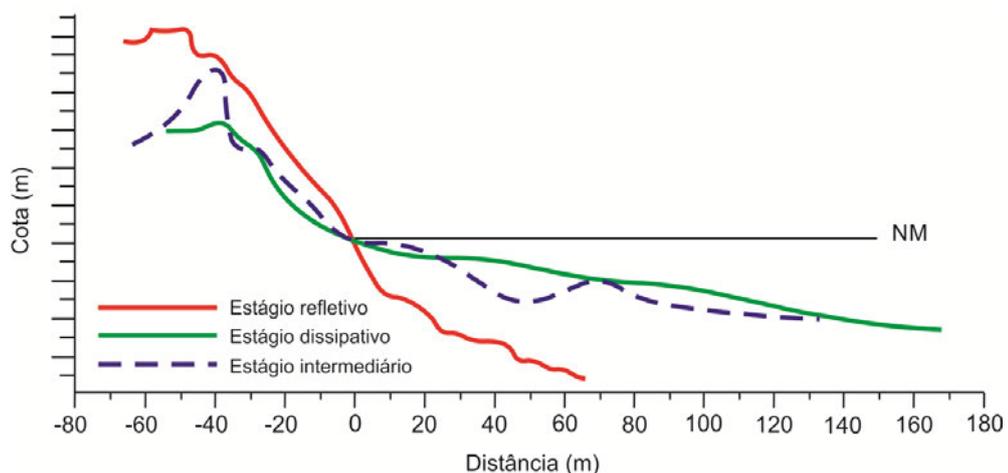


Fonte: Adaptado de Wright & Short (1984).

Nos estados intermediários a face praiar apresenta baixa declividade da antepraia, com formação de um ou mais bancos e calhas (MUEHE, 2013). São caracterizados por uma progressiva redução da largura da calha longitudinal em decorrência da migração do banco submarino da zona de arrebatção em direção à praia, devido às variações hidrodinâmicas (MUEHE, 2001). As praias, segundo o autor, são caracterizadas por megacúspides ou bancos dispostos transversalmente à praia e fortes correntes de retorno. As ondas são do tipo mergulhante e de energia variando de baixa a forte, apresentando zonas de surfe complexas, deslocando constantemente sua morfologia desde do estado dissipativo até o refletivo, com zona de surfe, potencial de transporte eólico e tamanho das dunas frontais decrescentes (SHORT & HESP, 1982).

A Figura 4 exemplifica os três estados morfodinâmicos principais de praias expostas:

Figura 4 - Morfologia típica dos diferentes estágios morfodinâmicos da praia.



Fonte: MUEHE (2013), adaptado pelo autor.

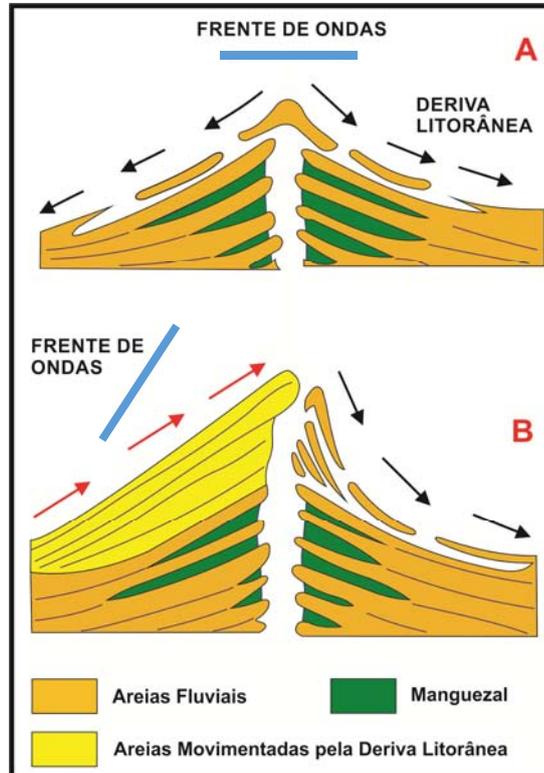
Ao tratar do transporte longitudinal de sedimentos, este ocorre em uma estreita faixa formada entre a zona de arrebentação e a linha de praia, sendo o principal responsável pela deposição e/ou erosão nas praias devido à grande capacidade de carrear os sedimentos. Este tipo de transporte é induzido pela obliquidade de incidência das ondas, fazendo com que a linha de arrebentação apresente um pequeno ângulo em relação à face praial (MUEHE, 2013).

Dois componentes de mesmo sentido podem ser atribuídos ao transporte longitudinal, à deriva litorânea e à deriva praial, que atuam na zona de surfe e na zona de espraiamento (SOUZA e SUGUIO, 1998). A deriva litorânea é responsável pelo transporte mais ativo entre a linha de costa e a margem externa da zona de arrebentação, transportando sedimentos paralelamente à costa na zona da antepraia inferior. Já a deriva praial é o movimento oblíquo de sedimentos ao longo da costa, ocorrendo na zona de espraiamento (SOUZA, 2007).

Entretanto, quando as frentes de ondas se aproximam paralelas à linha de costa (*cross-shore*), em presença de uma fonte pontual de sedimentos, tal como uma desembocadura fluvial, o transporte longitudinal de sedimentos, promovido pelas ondas, irá redistribuir esta carga sedimentar para os dois lados da desembocadura (Figura 5). Nos casos em que as frentes de onda formam um ângulo (*longshore*) com a linha de costa, o efluente fluvial irá atuar como um molhe hidráulico, trapeando sedimentos transportados pela deriva litorânea a barlar da desembocadura do rio. Este é o chamado “Efeito Molhe”, ou seja, os rios atuam como uma barreira ao transporte de sedimentos, se comportando efetivamente como um molhe. Nesta situação, o lado da desembocadura situado a sotamar será alimentado exclusivamente pelos sedimentos de origem fluvial (DOMINGUEZ, 2007).

Para Souza (2009), o estado morfodinâmico do sistema praial está interligado ao balanço sedimentar da região, podendo este ser definido pela relação entre perdas/saídas e os ganhos/entradas de sedimentos entre a praia e o continente (através dos rios e canais de maré, dunas e terraços marinhos adjacentes à praia), a plataforma continental (através de correntes costa-adentro e costa-afora e correntes de retorno) e a própria praia (através de correntes de deriva litorânea). O homem pode também, tornar-se um agente direto dessas trocas, através da retirada/mineração de areia das praias e da realização de projetos de alimentação ou engordamento artificial de praias.

Figura 5 - Representação esquemática da dinâmica costeira nas desembocaduras fluviais em ambientes dominados por ondas. A: as frentes de onda (linha azul) se aproximam paralelas à linha de costa. B: as frentes de onda se aproximam obliquamente (linha azul) à linha de costa. As setas pretas representam o transporte/distribuição dos sedimentos de origem fluvial e as setas vermelhas o transporte transversal marinho pela corrente de deriva.

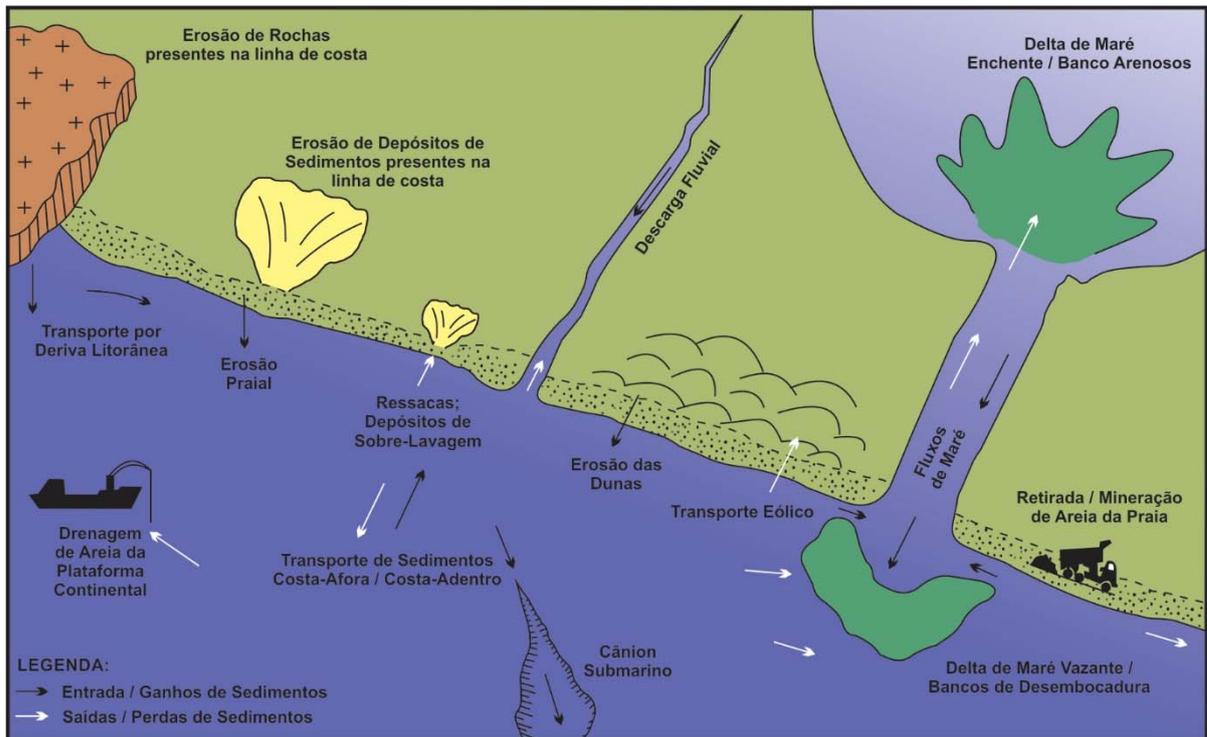


Fonte: Dominguez (2007) e CEPEMAR (2004), adaptado pelo autor.

Assim, quando o balanço sedimentar for negativo, ou seja, quando a saída/perda de sedimentos é maior que a entrada/ganho de sedimentos, haverá um déficit sedimentar, predominando a erosão praial, com diminuição paulatina de sua largura e a retração da linha de costa. Se o saldo for positivo, a praia tenderá a crescer em largura pela deposição predominante de sedimentos, e a linha de costa progradará. No balanço sedimentar igual a zero haverá o equilíbrio do sistema praial.

Uma síntese dos diversos processos sedimentares e hidrodinâmicos que determinam o balanço sedimentar atuantes no litoral pode ser apresentada na Figura 6.

Figura 6 - Balanço sedimentar de uma praia.



Fonte: NOAA (2015). Adaptado pelo autor.

Os principais problemas encontrados no desenvolvimento de uma estimativa do fluxo de sedimentos para um determinado litoral, estão associados com a quantificação dos principais componentes sedimentares e hidrodinâmicos atuantes no balanço sedimentar da região (NOAA, 2015). Komar (1983) afirma ainda que as relações desses diferentes componentes no balanço sedimentar são bastante complexas e dependem de uma série de fatores. Algumas dessas relações estão sintetizadas em conjunto com os dados de NOAA (2015) na Tabela 1.

Portanto, a resultante entre a soma dos ganhos e perdas de sedimentos em uma praia fornecerá uma compreensão do balanço sedimentar e das taxas de erosão/deposição no decorrer do tempo, e desta forma, poderá auxiliar na construção de projetos em áreas litorâneas e, assim, quantificar os custos de manutenção do empreendimento a longo prazo (NOAA, 2015).

Tabela 1 – Balanço sedimentar de uma praia arenosa oceânica.

Suprimento de Sedimentos para a Praia	Perda de Sedimentos da Praia
Sedimentos transportados dos rios e canais de maré.	Sedimentos transportados para os rios e canais de maré.
Sedimentos provenientes dos costões rochosos, das praias e dos depósitos marinhos frontais.	Sedimentos erodidos e transportados pela deriva litorânea.
Sedimentos da plataforma continental	Sedimentos transportados da praia para a plataforma.
Sedimentos das dunas	Sedimentos transportados pelos ventos
Alimentação artificial	Extração mineral de areia da praia e drenagem da plataforma continental.
Aumento do volume de sedimentos produzidos no continente.	Redução no volume de sedimentos produzidos no continente.

Fonte: Komar (1983) e NOAA (2015), adaptado pelo autor.

3.1.3 Erosão Costeira

A zona costeira comporta-se como um sistema ambiental instável em função de uma série de processos geológicos continentais e marinhos que são determinantes na formação de distintos tipos de costa (SILVA *et al.* 2004), como por exemplo, as praias arenosas, que refletem na sua mobilidade morfológica não só as condições distintas do clima de ondas, como também, o contexto evolutivo da planície (BASTOS, 1997).

A variação da linha de costa também pode ser inferida a partir da direção da intensidade e direção do transporte litorâneo em função do clima de ondas (direção, período e ângulo de incidência), como realizado por Bittencourt *et al.* (2003) no litoral do Nordeste, este propondo por fim, uma classificação da variação da linha de costa em setores de progradação, erosão e estabilidade a partir do balanço sedimentar.

A erosão costeira, pela complexidade das interações entre diversos fatores naturais e antrópicos, tem tido nos últimos tempos maior relevância no planejamento das atividades de desenvolvimento urbano e principalmente de ordenamento da zona costeira, já que a própria obra pode ser afetada por estes fatores ou provocar a intensificação da erosão e gerar perdas para outros setores da costa adjacente (CUNHA, 2004).

Segundo Muehe (2006), o desequilíbrio do balanço sedimentar causados pela intervenção do homem, pode provocar graves alterações erosivas na linha de costa, muitas vezes induzidas por interferências na zona costeira, através da retenção de sedimentos por obras de engenharia. Outra alteração no balanço sedimentar do litoral está ligada à uma orla fixada pela urbanização, onde a construção de edificações dentro da faixa de resposta dinâmica da praia imobilizará a dinâmica sedimentar da região, sendo que durante eventos de tempestade, o mar tenderá a retomar à área construída.

Dentre as causas naturais da erosão costeira, Muehe (2006) destaca a falta de suprimento sedimentar, seja por esgotamento da fonte natural (plataforma continental interna), seja por retenção de sedimentos nos rios, pelas perdas de sedimentos na formação de dunas, além da suposta elevação do nível do mar, que sinaliza, no litoral do Brasil, para uma ampla resposta erosiva devido à baixa declividade de grande parte da plataforma continental interna.

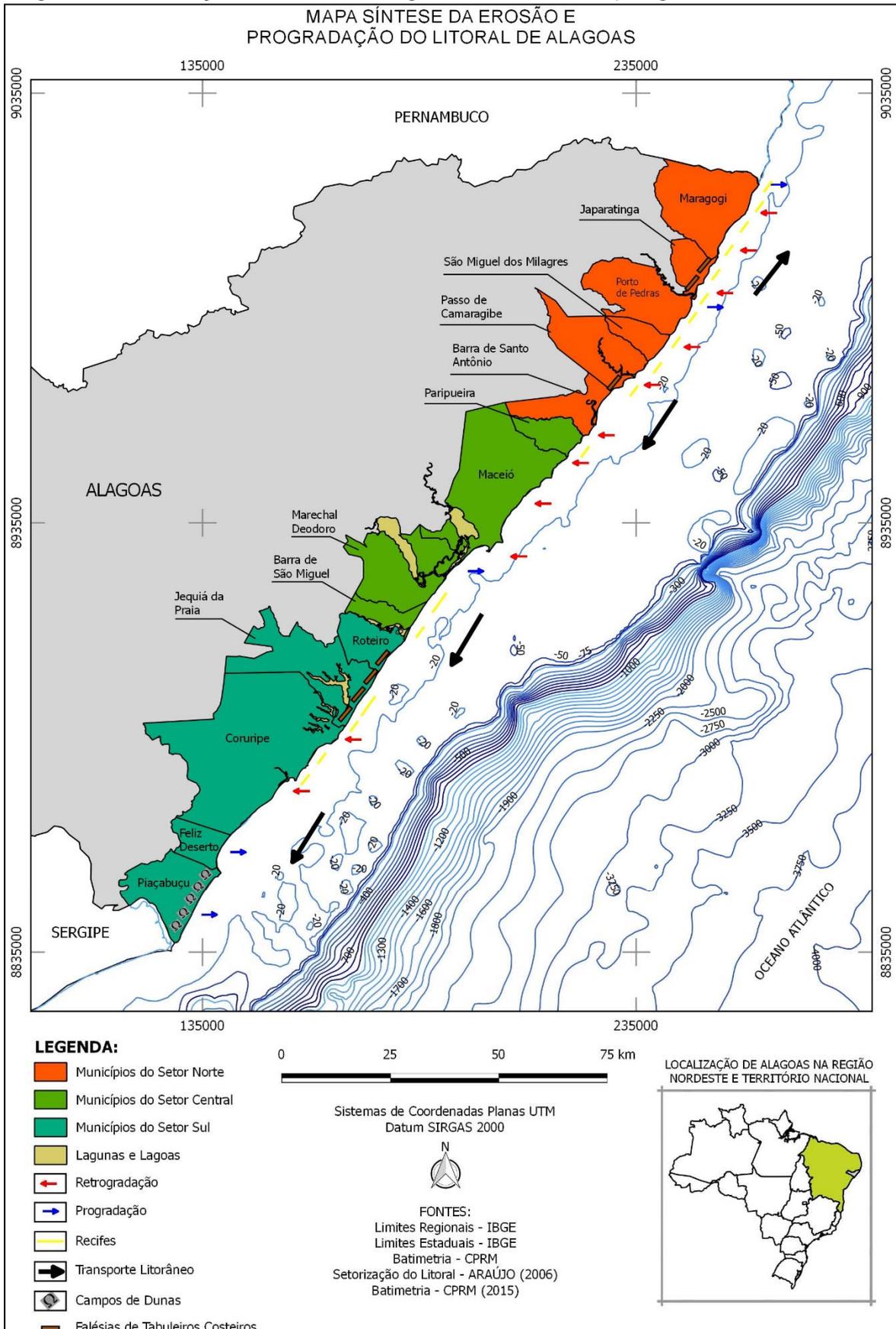
Ao tratar do litoral do Estado de Alagoas, o mesmo é marcado pela tendência erosiva em quase que toda a sua extensão, seja pela presença de falésias vivas da Formação Barreiras e de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas, pela quase ausência de planícies e terraços plesitocênicos, pela presença frequente de alinhamentos de *beachrocks*, caracterizando a retrogradação do litoral, e pela ocorrência de campos de dunas, cujos sedimentos oriundos da plataforma continental interna deixam de estar disponíveis para a progradação costeira (DOMINGUEZ, 1995).

Estas condições, são mais agravadas, por intervenções antrópicas e o alto nível de ocupação do litoral, que são responsáveis pelos graves problemas ambientais relacionados à erosão marinha que atinge as praias do Estado. A erosão marinha é mais evidenciada desde a divisa com o Estado de Pernambuco até o rio Barra de São Miguel. Sendo esta região, a mais ocupada e urbanizada do litoral alagoano (ARAÚJO *et al.*, 2006).

A grande diversidade morfodinâmicas das praias observadas ao longo da costa alagoana é resultado da interação entre os diversos elementos geológicos e climáticos atuantes no litoral, apresentando diferentes comportamentos erosivos (retrogradação) e/ou deposicionais (progradação) em distintas regiões (ARAÚJO *et al.*, 2006).

Para uma melhor caracterização das tipologias do litoral, o mesmo foi setorizado por Araújo *et al.* (2006) em três áreas, de sul para norte, abrangendo 15 municípios (Figura 7):

Figura 7 - Setorização do Litoral de Alagoas com base na Tipologia das Praias.



Fonte: ARAÚJO *et al.* (2006). Adaptado pelo autor.

- Setor Norte – Está inserido entre o limite territorial dos Estados de Alagoas e Pernambuco, ou seja, entre os Municípios de Maragogi e São José da Coroa Grande, se estendendo em direção sul até o Município de Barra de Santo Antônio. Este trecho apresenta afloramentos de *beachrocks* e recife de corais e/ou algálicos nas desembocaduras fluviais (recifes tipo barreira) ou ligados a praia (recifes tipo franja).

Quanto à tipologia das praias, este trecho exhibe em sua extensão tipologia dissipativa, intercalando áreas em processo erosivo, como falésias vivas de rochas mesozoicas na localidade da praia de carro quebrado, como também, ao sul do rio Maragogi, com o processo de erosão atuando sobre a rodovia AL101; protegidas por extensas áreas de recifes de coral e/ou algálicos entre os rios Manguaba e Maragogi; e semi-protegidas, devido à presença de extensas áreas de recife na plataforma interna e cordões arenosos amplos entre o trecho de São Miguel dos Milagres e Porto de Pedras. Os indícios de erosão são encontrados em alguns trechos ao longo de todo o setor, fazendo-se notar de forma mais grave no centro o Município de Maragogi, visto que esta região apresenta uma forte ocupação desordenada do litoral.

- Setor Central – Estende-se desde o Norte pelo rio Barra de Santo Antônio até o rio São Miguel à Sul, englobando o Município de Maceió, perfazendo 64 km de extensão. O extremo norte deste setor, no Município de Barra de Santo Antônio, é caracterizado por indícios de erosão evidenciados pela grande quantidade de coqueiros caídos e/ou com raízes expostas, apresentando praias dissipativas, semi-protegidas da ação direta das ondas pela presença de extensas áreas de recifes na plataforma interna. Seguindo em direção a sul, Araújo e Lima (2001) caracterizaram o litoral do Município de Paripueira como intermediário, apresentando entre os anos de 1999 a setembro de 2000, balanço sedimentar negativo. Além do que, encontrava-se atuando no centro do município um processo erosivo há pelo menos 10 anos. Na região de Maceió ocorrem os recifes tipos franja. As praias localizadas entre o porto e o inlet estão livres de processos erosivos, apresentando uma largura relativamente regular, estando em processo de engordamento em alguns trechos (LIMA, 1998). O litoral da praia do bairro de Pajuçara está sujeita a processo de erosão, resultante do barramento do transporte de sedimentos

após as diversas ampliações do porto de Maceió, agravando-se ainda mais crescente urbanização do litoral. No extremo sul deste setor, no Município de Barra de São Miguel as praias apresentam caráter refletivo, com declividade em torno de 9° e areias médias. Neste trecho é comum a presença de *beachrocks*, caracterizando uma praia semi-abrigada.

- Setor Sul – Compreende o litoral entre a divisa do Estado de Alagoas com o Estado de Sergipe (rio São Francisco) e o Município da Barra de São Miguel (rio São Miguel), perfazendo 90 km de extensão, caracterizado pela grande ocorrência de afloramentos de *beachrocks* e recifes de coral e/ou algálicos nas desembocaduras fluviais (recifes tipo barreira) ou ligados a praia (recifes tipo franja). Em alguns trechos, a planície quaternária é estreita, limitada por falésias vivas de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas. Do pontal do Peba até a foz do rio Coruripe há uma longa área arenosa exposta, com desenvolvimento de extensos cordões arenosos, sendo caracterizado como área de progradação. Os trechos com indícios de erosão estão localizados entre o Município de Coruripe e o povoado de Poxim. O extremo norte deste trecho é marcado pela presença de falésias vivas e pela tendência erosiva, devido ao alto grau de exposição às ondas, desencadeando o processo erosivo sobre os depósitos terciários;

3.2 DINÂMICA SEDIMENTAR EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS

A plataforma continental representa a zona marginal dos continentes, caracterizada por suave declividade (menos de 1:1000), que se estende da baixa-mar média até a profundidade de cerca de 180 m, quando tem início o talude continental (SUGUIO, 2003). Ou ainda, a mesma pode ser definida como a faixa mais rasa que circunda a maioria dos continentes, com a configuração de tabuleiro ou terraço, e termina em direção ao mar com um aumento acentuado da inclinação, onde ocorre a “quebra da plataforma”, que marca o limite externo da plataforma continental (COUTINHO, 1995).

A margem continental brasileira compreende uma área total de 5.003.397 km², equivalente a 59% do território brasileiro emerso (COUTINHO, 1995). Apresenta sua maior largura ao longo do estuário do Rio Amazonas, com cerca de 300 km e um mínimo de 10 km ao largo do Estado da Bahia (PATCHINEELAM, 2004).

Ao longo da margem continental brasileira, a plataforma apresenta-se bastante diferenciada, principalmente no que se refere à sua extensão, profundidade e formas de relevo. As feições geomorfológicas mais características das plataformas continentais do tipo Atlântico são os canhões submarinos, platôs, escarpas, vales e canais, estando a maior parte delas, relacionados à paleodrenagens cujo desenvolvimento esteve associado às variações do nível relativo do mar, durante o Quaternário (SILVA, 2011).

A largura da plataforma continental da bacia Sergipe-Alagoas varia de um máximo de 42km em frente a Maceió, para um mínimo de 18km na região sul, apresentando perfil bastante plano, desde a zona praial até a borda da plataforma, onde a declividade se acentua bruscamente. O caráter amplo e plano resultou das atividades erosivas e deposicionais, intimamente ligadas a série de regressões e transgressões marinhas, associadas a épocas de glaciação e deglaciação global (COUTINHO, 1976).

De modo geral, ao considerar os vários aspectos da morfologia e da distribuição dos diversos tipos de sedimentos na plataforma continental na região Nordeste por Coutinho (1976), além de trabalhos realizados na plataforma continental brasileira por França *et al.* (1976) e Coutinho (1981), os mesmos sugeriram subdividir a mesma em três segmentos perfeitamente identificáveis, denominando-os de plataforma continental interna, entre a isóbata de 20m e o nível de maré baixa; plataforma continental média, que se estende entre a de 20 a 40m de profundidade; e a plataforma continental externa, que compreende aqueles trechos com profundidades superiores a 40m.

No entanto, as subdivisões da plataforma continental não são uniformes nas referências bibliográficas, variando de um local para outro. Em geral, este tipo de subdivisão leva em consideração principalmente às variações da profundidade. Entretanto, outros fatores, como o tipo de sedimento, grau de selecionamento do grão, ação das ondas sobre o fundo, características físico-químicas da água, características biológicas, entre outros, podem dar subsídios para diferentes subdivisões da plataforma continental (SILVA, 2011).

3.2.1 Sedimentação na Plataforma Continental

A cobertura atual da plataforma continental reflete a natureza predominante de seus componentes (terrígena ou marinha); a ação de transporte e retrabalhamento dos mesmos, promovida pela atividade hidrodinâmica (ondas, marés e correntes); e também os efeitos das oscilações eustáticas do nível do mar (PONZI, 2004).

Os principais agentes hidrodinâmicos da plataforma continental são as ondas internas e correntes de várias naturezas. As ondas internas se desenvolvem no interior dos fluídos de diferentes densidades, causadas, por exemplo, por estratificação térmica. Há indícios de que senão a erosão, pelo menos a não-deposição seja causada por ondas internas que, além da plataforma continental, podem ocorrer em águas costeiras ou em estuários, ou ainda em mar profundo, que compreende desde a zona sublitorânea até 800 a 1.100 m de profundidade (SUGUIO, 2003).

As correntes oceânicas ou correntes marinhas representam movimentos das águas do mar, sem relação com as marés, sem mudança no sentido de fluxo, constituindo parte da circulação oceânica global. Estas correntes estabelecem cursos horizontais ou verticais, sendo que apenas as horizontais promovem o efetivo transporte ativo de sedimentos no domínio da plataforma continental. Outra forma de corrente é representada pelas correntes de maré, que são formadas por movimentações horizontais alternantes da água do mar, em função da descida ou subida das marés astronômicas. Finalmente, as correntes de turbidez, em que ficam sujeitos os sedimentos de fundo inconsolidados, em que geralmente, são removidos para o talude continental ou sopé continental (SUGUIO, 2003).

No talude e elevação continental, o estilo de sedimentação é controlado em sua maior parte, por processos e mecanismos bastante distintos daqueles operantes na plataforma continental, destacando-se a dinâmica de ressedimentação, a circulação de fundo, em especial as correntes que atuam ao longo da elevação continental (correntes de contorno) e a deposição pelágica (PONZI, 2004).

A ressedimentação é o principal processo de transporte dos sedimentos clásticos que chegam ao fundo oceânico. Esses sedimentos, constituídos em sua maior parte por material previamente acumulado na plataforma continental, são transportados via talude através de uma complexa suíte de mecanismos, envolvendo movimentos de massa subaquosos, relacionados a fluxos de sedimentos acionados

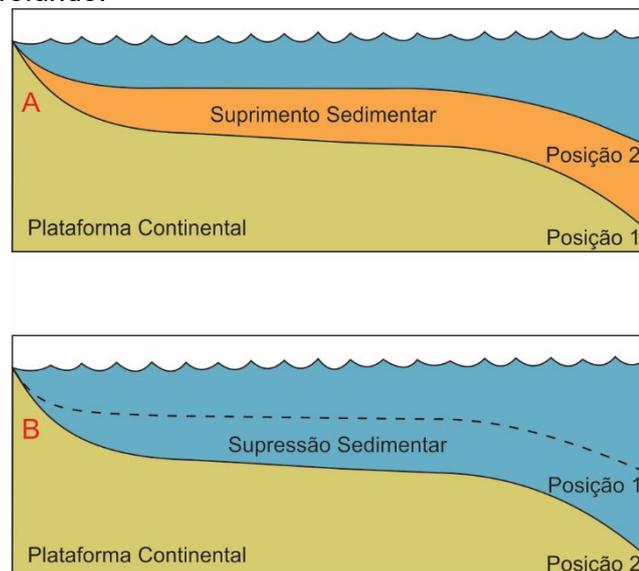
pela ação da gravidade. Quando atingem o sopé do talude, originam depósitos de extensões variáveis, muitos dos quais, configurando leques ou cones submarinos.

A base de deposição pelágica consiste no lento assentamento ao longo da coluna d'água, de sedimentos silty argilosos, de natureza predominantemente biogênica, associados a proporções menores de sedimentos inorgânicos (PONZI, 2004).

Swift & Thorne (1991) após avaliarem determinados modelos numéricos, concluíram que o acúmulo de sedimentos em margens continentais cresce para o lado da base de ondas, a profundidade onde, de acordo com o tempo, existe suficiente poder de fluido para transportar sedimento, a uma dada taxa de suprimento. A superfície se inclina para o lado do mar mais pronunciadamente na plataforma interna (cerca de 1°) e menos na plataforma externa (uma fração de grau). O perfil de aprofundamento é em parte um ajuste da perda de energia progressiva da interação ondas/fundo à medida que se propaga em direção a terra.

No entanto, em plataformas construtivas, a profundidade está principalmente relacionada ao suprimento de sedimentos. A profundidade de equilíbrio é mais rasa perto da costa devido ao maior suprimento de sedimentos, esta tendência é válida antes que a energia de ondas seja suficiente para transportar ao longo da costa a mesma quantidade de material suprido (Figura 8) (SWIFT & THORNE, 1991).

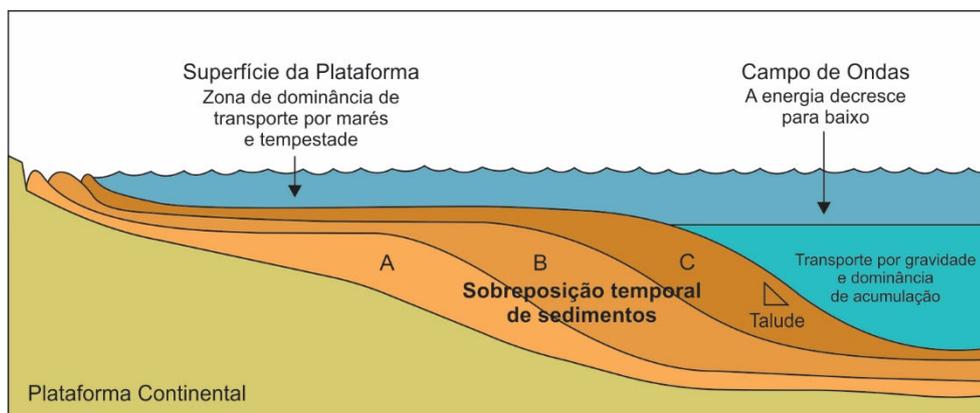
Figura 8 - Exemplo das relações entre o poder de fluido para transportar sedimento e a taxa de suprimento que aporta no perfil da plataforma continental. A - Um aumento no suprimento de sedimentos e a redução da capacidade de transporte pode tornar o perfil da plataforma mais raso. B - Um aumento no transporte pode carrear mais suprimentos e pode tornar o perfil da plataforma mais profundo.



Fonte: Modificado de Swift & Thorne (1991) e Veiga (2005).

Durante o desenvolvimento destes processos, o prisma de acreção de sedimentos na plataforma continental desloca-se mar afora até uma região onde dominam processos gravitacionais (talude continental) e, à medida que esta morfologia evolui, um padrão cliniforme de isócronas, típico de margem continental, se desenvolve no interior da pilha de sedimentos (Figura 9) (SWIFT & THORNE, 1991).

Figura 9 - Forma dos depósitos de acreção de sedimentos em margem continental com letras indicando as sucessivas posições da superfície deposicional.



Fonte: Modificado de Swift & Thorne (1991) e Veiga (2005).

Em um modelo mais realístico, o prisma de sedimentos da margem continental não acumula depois que a margem subsida, mas enquanto esta subsida. Assim, as características do perfil se manterão estáveis até que uma variável geológica importante se altere, criando uma nova superfície de equilíbrio. Estas variáveis variam frequentemente. Portanto, plataformas maduras são constituídas de múltiplas sequências deposicionais. Mudanças na sedimentação não são exemplos de desequilíbrio, mas sim respostas homeostáticas do regime deposicional, no qual o equilíbrio é mantido através do ajuste das variáveis envolvidas (SWIFT & THORNE, 1991).

3.2.1.1 Plataforma Continental Brasileira

A plataforma continental como principal fornecedora das areias que formam os amplos depósitos sedimentares costeiros foi pela primeira vez reconhecida no Brasil por Tricart (1959, 1960). A origem destes sedimentos pode ser relacionada à erosão dos depósitos sedimentares continentais tabuleiformes da Formação Barreiras e

outros que, ao longo da região Norte até parte do Sudeste, bordejam descontinuamente a linha de costa em forma de falésias ativas ou fósseis de algumas dezenas de metros de altura. Concreções lateríticas, expostas na face das falésias e formadas na zona de flutuação do freático, são encontradas dispersas sobre a plataforma, atestando a posição pretérita das falésias. Uma fonte adicional de aporte sedimentar pode ser relacionada à presença de amplos vales fluviais, profundamente entalhados nos depósitos sedimentares, e que não estão condizentes com a pequena amplitude dos canais fluviais atuais, assim como o denso entalhamento do relevo cristalino das regiões Sudeste e Sul, atestando fases de intensa remoção e transferência de sedimentos do continente para a plataforma durante períodos de transição climática entre o úmido e o semi-árido (MUEHE e NEVES, 2008).

A partir da década de 70 é que o estudo da distribuição de sedimentos da plataforma continental brasileira foi intensificado, onde dentre outras pesquisas, destaca-se o programa de reconhecimento global da margem continental brasileira, denominado de Projeto REMAC, que visou construir um acervo básico sobre o conhecimento da morfologia e sedimentos superficiais da margem continental brasileira (SILVA, 2011)

Ainda, segundo Silva (2011), existem alterações quanto à sedimentação carbonática e terrígena ao longo da costa brasileira, em específico, à sua composição, textura e localização na plataforma continental.

A plataforma continental brasileira é composta por quatro tipos de fácies distintas, sendo definidas pelas areias quartzosas litorâneas, lamas, uma fácies de transição com lamas arenosas, e uma fácies composta por algas coralinas e sedimentos biogênicos (MARTINS & COUTINHO, 1981).

Ao estudarem os sedimentos superficiais da margem continental nordeste brasileira Summerhayes *et al.* (1975) e França *et al.* (1976) determinaram que em grande parte da plataforma continental média e em toda a plataforma continental externa, localizada entre os Municípios de Maceió e Macau, predominam os carbonatos biogênicos, composto por um agregado de areia e cascalho (SILVA, 2011). Ainda, segundo os autores, os sedimentos terrígenos modernos representados pela fração areia e lama estão localizados em uma distância de até cerca de 10 km da linha de costa, como por exemplo, nas regiões localizadas na foz de grandes rios, como é o caso do Rio São Francisco e o Jaguaribe. As demais regiões, apresentam em sua maioria sedimentos terrígenos relíquias. Para os mesmos, existe uma relação

entre a predominância de sedimentos bioclásticos na margem continental nordeste e o clima tropical, com a baixa taxa de sedimentação terrígena. Silva (2011) afirma ainda, que este mesmo padrão de sedimentação foi reconhecido em diferentes setores da plataforma continental do Nordeste por diversos autores, como por exemplo, Mabesoone & Tinoco (1965, 1966), Mabesoone & Coutinho (1970), Manso *et al.* (1997).

3.2.1.2 Plataforma Continental de Alagoas

Apesar de não existirem dados recentes sobre a plataforma continental de Alagoas, Araújo *et al.* (2006), caracterizou a margem continental em frente à região, levando em consideração, para tanto, das informações fornecidas por França (1979), Zembrusky *et al.* (1972) e Asmus & Carvalho (1978) ou seja, apresenta relevo irregular e acidentado, sendo a plataforma continental estreita, variando em largura de 40 km (trecho ao norte de Maceió) a 20 km (trecho ao sul de Maceió), com quebra nas profundidades de 60 a 80 m, com declividade de 1:700 a 1:300. O canal de Maceió, constituindo a feição mais marcante da plataforma, é verificado a partir de 20m de profundidade. Estes autores apontam uma bifurcação ortogonal deste canal como sendo a continuidade do rio São Miguel e das lagoas Mundaú e Manguaba, testemunhos do afogamento de antigos rios pela transgressão marinha. Outras feições apontadas são as inflexões das linhas isobatimétricas coincidentes com os rios Manguaba (80 km ao norte de Maceió) e Coruripe (50 km ao norte do rio São Francisco).

Quanto às províncias sedimentares da cobertura da plataforma continental do Estado de Alagoas, Asmus & Carvalho (1978) descreveram as mesmas como: Areias calcárias e cascalhosas, quase que exclusivamente constituídas de fragmentos orgânicos recentes; Areias terrígenas com menos de 5% de lama e 15% de cascalho; e Lama terrígena e areia lamosa, com mais de 75% de argila e silte, na foz do rio São Francisco.

3.3 AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

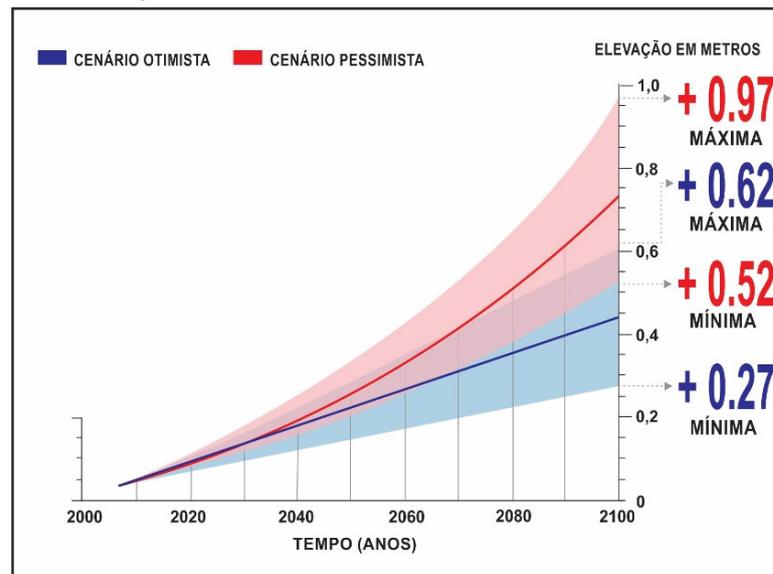
O aumento relativo do nível do mar representa uma ameaça significativa para sistemas costeiros e áreas baixas em todo o mundo, levando a inundações, erosão da orla costeira, contaminação das reservas de água doce e culturas alimentares (NICHOLLS E CAZENAVE, 2010).

A previsão de uma elevação do nível médio do mar (NMM) é uma variável que deve ser considerada na determinação da variação da linha de costa, haja vista os processos erosivos que se intensificaram com o incremento do descongelamento de geleiras e a tendência climática de elevação da temperatura da Terra, incluindo os oceanos (MUEHE, 2004).

Segundo o *Intergovernmental Panel of Climate Change* (IPCC, 2013) a taxa de Elevação do Nível do Mar Global (GMSL), desde de meados do século 19, tem sido maior do que a taxa média registrada durante os dois milênios anteriores. Ao longo do período de 1901 à 2010, a média global do nível do mar aumentou 0,19 m, passando de 0,17 m para 0,21m. É muito provável que a taxas médias globais tenham sido de 1,7 mm/ano entre 1901 e 2010; de 2,0 mm/ano entre 1971 e 2010; e de 3,2 mm/ano entre 1993 e 2010.

O IPCC apresenta previsão para a variação do NMM através de relatório sobre mudanças climáticas, no qual considera diferentes cenários elaborados a partir de variáveis diferenciadas como: estruturas econômicas modificadas, ações que promovem o desenvolvimento sustentável, fontes de energia e aumento da população. A partir da análise destas variáveis, o quinto relatório divulgado em 2014 (AR5) pelo IPCC, constatou que o nível do mar está se elevando mais rápido, e esta elevação vai continuar se acelerando, independente dos cenários de emissões, até mesmo no caso de intensa mitigação (devido à inércia do sistema). Desta forma, os novos cenários do IPCC até 2100 são mostrados na Figura 10.

Figura 10 - Previsão para o aumento do Nível do Mar entre os anos 2000 e 2100.



Fonte: IPCC (2014), adaptado de pelo autor.

Em função da intensificação dos impactos das variações climáticas sobre o Planeta, o AR5 estimou uma elevação do nível médio do mar muito mais rápida, com variações de amplitude entorno de 27 a 97 cm até 2100. Esses valores representam um aumento de 50% maior que às projeções anteriores de 19 a 50 cm, quando comparados para o mesmo períodos e cenários de emissões. De acordo com esta previsão, faixas de absorção para fins de gerenciamento costeiro devem ser estabelecidas no sentido de evitar perdas de propriedades. Para tanto, na hipótese de um cenário mais pessimista, considera-se que poderá ser adotada uma elevação de 1 m até o ano de 2100 (MUEHE, 2004).

Vale destacar que a elevação do nível do mar não será uniforme no espaço e tempo devido aos processos dinâmicos de clima e oceanográficos, tais como, as mudanças nos ventos e pressão do ar, calor ar/mar, fluxos de água doce e as correntes oceânicas e suas propriedades térmicas. A influência no nível do mar será variável em diferentes regiões do globo, podendo ser maior ou menor do que a média global do nível do mar por várias décadas (IPCC, 2013).

Ao tratar das flutuações do nível relativo do mar, Suguio *et al.* (1985) afirmou que estas são resultado das variações reais do nível marinho (eustasia) e das modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia).

O termo eustasia foi introduzido, para designar as mudanças do nível do oceano em oposição às mudanças do nível da costa. Para Fairbridge (1961; 1980) o nível eustático está relacionado à mudança no volume das bacias oceânicas

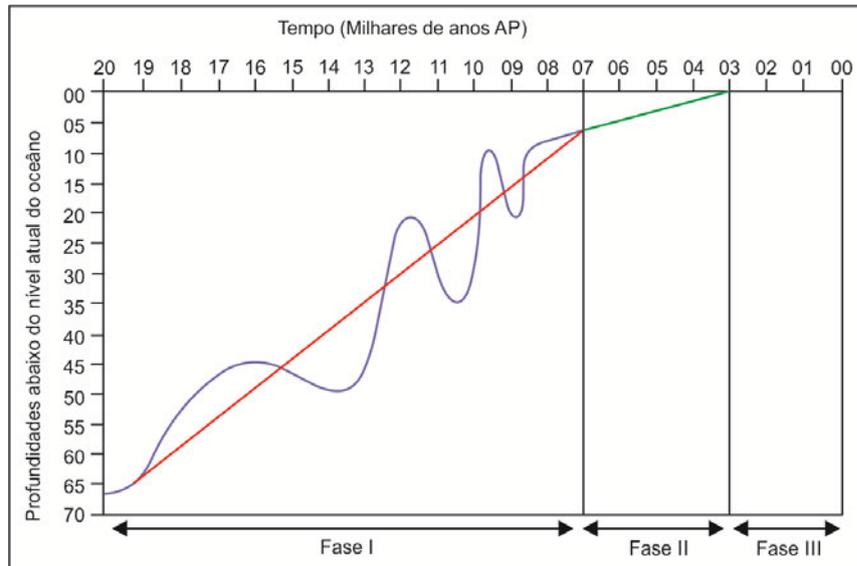
ocasionado por movimentos tectônicos (tectono-eustasia); pelo movimento controlado por adição de sedimentos pelágicos e/ou terrígenos (sedimento-eustasia); pelo movimento controlado por condições climáticas, com adição ou subtração de água durante os respectivos ciclos interglaciais e glaciais (glácio-eustasia); e pelas mudanças das condições de temperatura e salinidade, alterando a massa (expansão ou contração) da água oceânica.

Para Suguio *et al.* (1985) as mudanças dos níveis continentais são controladas devido aos movimentos tectônicos que afetam a crosta terrestre e movimentos sísmicos; aos movimentos isostáticos pela sobrecarga exercida na expansão ou retração das calotas glaciais sobre os continentes; à deposição e erosão em bacias sedimentares e transgressão e regressão sobre as plataformas continentais (hidroisostasia), além das deformações das superfícies continentais decorrente das causas gravitacionais, definido por Mörner (1976; 2000) por geóide-eustasia.

Portanto, o nível do mar em determinado ponto do litoral é uma resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente. As alterações relacionadas à tectono-eustasia e glácio-eustasia, fazem sentir seus efeitos em escala mundial, enquanto as modificações relacionadas à geóide-eustasia e nível dos continentes produzem efeitos regionais ou até locais (SUGUIO *et al.*, 1985).

Segundo Silva *et al.* (2004), grandes oscilações do nível do mar ocorreram no período do Quaternário e exerceram um papel predominante na evolução global das linhas de costa, ora expondo grande parte das atuais plataformas continentais, ora recobrando parcial ou completamente as planícies costeiras. Durante este período estima-se que, devido ao degelo glacial durante os últimos 20.000 anos, o nível do mar global subiu aproximadamente de 70 a 65 metros, atingindo até mesmo cerca de 100 a 130 metros em algumas regiões (Figura 11), principalmente na Europa e América do Norte.

Figura 11 - Curva de elevação do nível do mar no Quaternário Superior (últimos 20 mil anos A.P.). Observa-se que a fase inicial (Fase I) entre 20 mil e 7 mil anos foi marcada por taxas mais elevadas de subida do nível do mar, com oscilações ao longo deste intervalo. Em uma segunda fase (Fase II) as taxas de subida do nível do mar foram menores entre 7 mil e 3 mil anos, a partir de quando houve uma estabilização do nível do mar (Fase III) em torno de uma posição próxima a atual.



Fonte: Modificado de Silva *et al.* (2004).

Flexor e Martin (1979) e Martin e Coutinho (1981) constataram que as oscilações do nível marinho foram de fundamental importância na evolução das planícies costeiras brasileiras. Evidências sedimentológicas e biológicas dessas oscilações foram relacionadas ao Quaternário Recente. As evidências sedimentológicas principais são duas gerações de terraços marinhos situados acima do nível atual de deposição e por antigas gerações de *beachrocks* (rochas de praia) que ocorrem ao longo da costa do Nordeste do Brasil. As evidências biológicas consistem de incrustação de vermetídeos, conchas de ostras e ouriços encontrados em níveis mais elevados que seu habitat natural e que permitem uma boa reconstrução da antiga posição do nível do mar. Partindo destas evidências e associada ao estudo detalhado da geomorfologia costeira, pôde-se determinar a evolução paleogeográfica da planície costeira e a reconstrução da curva de flutuação do nível do mar para o litoral do Brasil (MARTIN *et al.*, 1979a; SUGUIO *et al.*, 1985; DOMINGUEZ e WANLESS, 1991).

Para a região leste do Brasil foram identificados três níveis do mar acima do atual, denominadas por Bittencourt *et al.*, (1979), como *Transgressão Antiga* (maior que 120.000 anos A.P.), *Penúltima Transgressão* (120.000 anos A.P.) e *Última Transgressão* (5.000 anos A.P.).

Os níveis marinhos durante a *Transgressão Antiga*, com registros nas planícies costeiras, foram evidenciados apenas nos litorais dos Estados da Bahia e Sergipe. Os únicos testemunhos da elevação do nível do mar conhecidos são constituídos por falésias entalhadas em sedimentos continentais pliocênicos da Formação Barreiras e provavelmente por uma formação recifal não aflorante existente ao sul do Estado da Bahia (CARVALHO & GARRIDO, 1966).

Na *Penúltima Transgressão*, o nível relativo do mar alcançou aproximadamente de 8 a 10 m acima do nível atual, sendo sua idade determinada por datações de corais pelo método $^{10}\text{Be}/\text{U}$ (análise radiométrica por diluição isotópica de urânio usando ^{235}U e ^{232}U como traçadores) (MARTIN *et al.*, 1982).

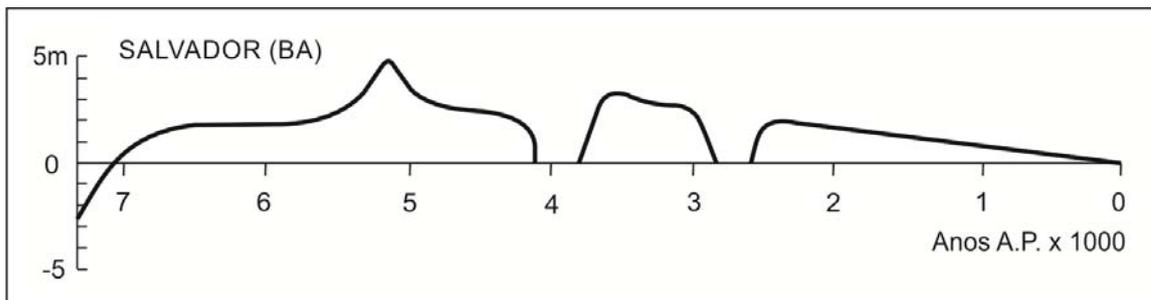
No último episódio da evolução paleogeográfica costeira, denominado de *Última Transgressão*, o nível máximo desta transgressão foi definido como de 5.100 anos A.P., alcançando aproximadamente 5 m acima do nível médio do mar atual (MARTIN *et al.*, 1980a; SUGUIO, 1985).

Vale ressaltar que a evolução paleogeográfica e a curva do nível do mar determinada por Suguio (1985) foi validada para o trecho entre São Paulo e Pernambuco. Outra consideração está relacionada com a complexidade das interações entre o continente e o oceano, principalmente relacionada a componentes locais (neotectônica, balanço sedimentar), que atribuem a este tipo de curva um caráter local ou regional.

As determinações de antigas posições do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para o Estado de Alagoas não foram suficientes para permitir a construção de uma curva de variação do nível do mar para a região (SUGUIO, 1985). Porém, segundo Bittencourt *et al.* (1983), foram reconhecidos nas planícies costeiras de Alagoas, evidências da variação do nível do mar durante o Quaternário, tais como os terraços marinhos, que representam testemunhos dos dois grandes episódios transgressivos (*Penúltima* e *Última Transgressão*). A origem marinha desses terraços é comprovada pela presença de conchas marinhas e pelas cristas de cordões litorâneos preservados na superfície dos depósitos.

Entretanto, Suguio (1985), ainda afirmou que as informações obtidas, quando lançadas na curva de Salvador, não apresentam desvios importantes, podendo-se concluir que as variações do nível relativo do mar ao longo do litoral do Estado de Alagoas tenham sido aproximadamente as mesmas das encontradas no setor norte do litoral de Salvador (Figura 12).

Figura 12 - Curva de variação do nível relativo do mar para o setor ao norte de Salvador/BA.



Fonte: SUGUIO *et al.* (1985), adaptado pelo autor.

A curva obtida para os últimos 7.000 anos (Figura 12), apresenta três máximos acima do nível médio atual do mar, em torno de 5.100 anos A.P. (4,7 m); 3.600 anos A.P. (3,0 m) e 2.500 anos A.P. (2,5 m); e dois mínimos, há cerca de 3.900 e 2.700 anos A.P., ligeiramente abaixo do nível atual (SUGUIO, 1985).

Evidências do avanço do nível do mar em decorrência dos três grandes episódios transgressivos quaternários sobre a planície costeira de Alagoas, foram também identificados por Barbosa (1986), tais como, as paleofalésias esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras, além de regiões afogadas (vales fluviais e zonas baixas entre cordões litorâneos). Dois níveis de terraços marinhos e depósitos de leques aluviais coalescentes testemunham o recuo do mar após os referidos eventos transgressivos. Já a invasão marinha registrada nos cordões holocênicos, apresenta indicadores mais preservados, possíveis de serem datados e posicionados no espaço com relação ao nível do mar, indicando posições pretéritas do mesmo.

Comparativamente a outros países com a mesma extensão de linha de costa (aproximadamente 8.000 km) ou com a mesma exposição marinha, pouca importância se tem dado às observações do nível do mar no Brasil. Medições sistemáticas têm sido feitas pela Marinha do Brasil, por meio de sua Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e, mais recentemente, pelo Centro Hidrográfico da Marinha (CHM), pelo Instituto de Pesquisas Hidroviárias (INPH), órgão vinculado à extinta Portobras e

atualmente vinculado à Cia. Docas do Rio de Janeiro, pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), além de estudos locais e/ou regionais desenvolvidos por universidades e empresas (MUEHE E NEVES, 2008).

Desde 2000 instalou-se o programa Gloss-Brasil (*Global Sea Level Observing System-Gloss*), por sua vez vinculado a um programa mais amplo da Comissão Oceanográfica Intergovernamental da Unesco denominado *Global Ocean Observing System* (Goos), e que propõe instalar até 10 estações maregráficas permanentes ao longo da costa brasileira e ilhas oceânicas. Atualmente fazem parte desta rede as estações de Imbituba (PR), Cananéia (SP), Ilha Fiscal (RJ), Macaé (RJ), Salvador (RJ), Fortaleza (CE), Santana (AP), Fernando de Noronha (PE) e Trindade (ES) (MUEHE e NEVES, 2008).

A falta de informações históricas sobre o nível do mar constitui, no momento, a grande vulnerabilidade do Brasil a mudanças do nível relativo do mar, posto que sequer se pode garantir se a variabilidade observada é um fenômeno local, regional ou global.

As séries de dados maregráficos mais longas para trechos do litoral brasileiro são fornecidas pelas estações de Cananéia (SP), mantida pelo IOUSP desde 1955, e da Ilha Fiscal (RJ), mantida pela DHN desde 1966.

Exemplo da importância do monitoramento a longo prazo e seguras quanto ao posicionamento geodésico altimétrico está no caso do porto de Charleston, Carolina do Sul (EUA), em que observações contínuas de 1920 a 1990 indicaram uma elevação de 25 cm no nível médio do mar e evidenciam a alta variabilidade interanual.

Tendências recentes sobre variações do nível do mar para diferentes locais ao longo do litoral brasileiro não são conhecidas. Um registro de 42 anos de duração para o porto de Recife indicou, para o período de 1946 a 1988, uma elevação de 5,6 mm/ano (HARARI e CAMARGO, 1994). Para a estação maregráfica da Ilha Fiscal, a análise de um registro do período de 1965 a 1986 indicou forte elevação de 12,6 mm/ano (SILVA, 1992), embora análises subsequentes de dados mais recentes feitas pelo mesmo autor mostraram uma tendência de declínio.

Uma elevação do nível do mar, a partir do início da década de 1970, foi também relatada para o litoral de São Paulo (Cananéia) por Mesquita e Harari (1983). Contudo, apesar de existirem outras estações maregráficas distribuídas ao longo do litoral brasileiro, em muitas não se consegue assegurar a qualidade da manutenção da

referência altimétrica geodésica ao longo dos anos e, por este motivo, tais registros não podem ser utilizados para inferir variações do nível médio relativo do mar (MUEHE e NEVES, 2008).

3.4 A TEORIA DE BRUUN (1954)

Bruun (1954), baseado em estudos aplicados no litoral dos Estados Unidos e Dinamarca, em conjunto com Dean (1977), que analisou dados batimétricos das costas Atlântica e do Golfo do México, sugeriram um modelo para a determinação da evolução do perfil praias em função da elevação do nível relativo do mar, denominado de Regra de Bruun.

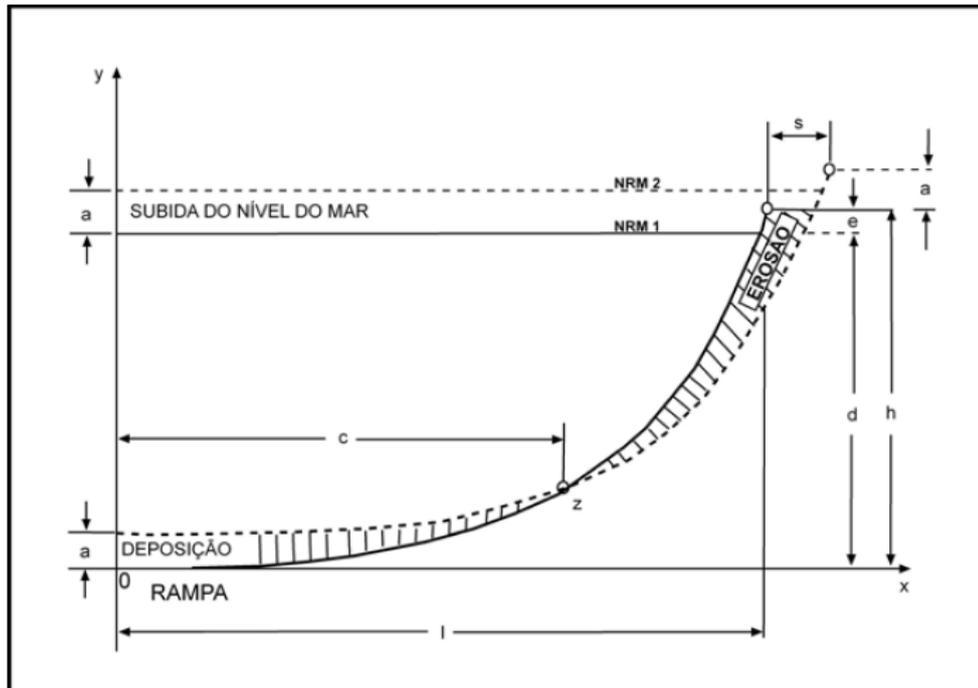
Para tanto, considerasse que todo o material removido do perfil superior (*onshore*) é depositado no mar (*offshore*), ou seja, dentro de um sistema fechado de balanço sedimentar composto pela região da praia e plataforma interna e o perfil submerso e a plataforma externa (BRUUN, 1988).

Segundo Machado (2007), a Regra de Bruun (1954) representa o modelo de variação da linha de costa em função da variação do nível do mar e assume que para essa variação, o perfil da praia alcance o equilíbrio ao passo que o volume do sedimento erodido da antepraia superior seja igual ao volume depositado na antepraia inferior, e a elevação da deposição deve ser igual à elevação do nível do mar, havendo assim, uma compensação do transporte de sedimentos dentro do perfil, admitindo para isto, a ocorrência apenas do transporte transversal.

Menezes (2008) afirma ainda, que o perfil de equilíbrio é delimitado em direção ao mar pela profundidade de fechamento definida como o limite externo de ação das ondas sobre o fundo, isto é, profundidade a partir da qual não há mais significativo transporte sedimentar por ação das ondas. Assim, durante o processo de quebra da onda, seu movimento se transforma em flutuações turbulentas que colocam o material em suspensão e causam sua mobilização, reduzindo sua dissipação e proporcionando uma condição de equilíbrio.

Para a regra proposta (Figura 13), a translação de um perfil de praia por uma distância “*s*” devido a um aumento do Nível Relativo do Mar (NRM) “*a*”, causaria a erosão da costa e a deposição de sedimentos ao longo do perfil da plataforma equivalente em espessura ao aumento do NRM “*a*” para obtenção de novo equilíbrio do perfil.

Figura 13 - A Regra de Bruun - translação da praia "s" imposta por um aumento do NRM "a", resultando em deposição de sedimentos ao longo do perfil com espessura "a" para atingir novo equilíbrio. Onde "d" é a profundidade do momento NRM1 e "l" a distância do perfil à praia.



Fonte: Adaptado de Bruun (1954).

Portanto, considerando o modelo de Bruun (1962), orlas com praias podem ter suas estimativas de recuo da linha de costa, determinadas em função de uma elevação do nível do mar com base na aplicação da equação 1:

$$R = \frac{slG}{h} \quad (1.0)$$

onde, R é o recuo da linha de costa devido à elevação do nível do mar (m); s é a elevação do nível do mar (m); l é o comprimento do perfil ativo (m), que compreende a distância entre a elevação máxima do perfil ativo e a profundidade de fechamento; h é a altura do perfil ativo (m), determinada pela somatória da altura da feição emersa ativa (topo do cordão litorâneo ou da praia ou duna frontal), com a profundidade de fechamento calculada do perfil (HALLERMEIER, 1981); e G, que representa a proporção de material erodido que se mantém no perfil ativo.

3.5 GESTÃO TERRITORIAL DA ZONA COSTEIRA

A zona costeira do Brasil é constituída pelo mar territorial e pelo conjunto dos municípios litorâneos, cuja a faixa terrestre, de largura variável, se estende por aproximadamente 10.800 km ao longo da costa. Se contabilizadas suas reentrâncias naturais, possui uma área de aproximadamente 514 mil km², dos quais 324 mil km² correspondem ao território de 395 municípios distribuídos ao longo dos 17 estados litorâneos.

Segundo a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), aproximadamente um quarto da população brasileira vive em regiões litorâneas, resultando numa densidade demográfica de cerca de 87 habitantes por quilômetro quadrado, índice cinco vezes superior à média do território nacional. Essa estreita faixa continental concentra 13 das 27 capitais brasileiras, algumas das quais, regiões metropolitanas onde vivem milhões de pessoas, um indicador do alto nível de pressão antrópica a que seus recursos naturais estão submetidos (MMA, 2010).

A partir da necessidade de se administrar os recursos naturais da zona costeira de forma sustentável, surgiu o gerenciamento costeiro, que segundo Asmus e Kitzmann (2004) é definido como um processo contínuo e dinâmico pelo qual são tomadas decisões e ações para o uso sustentável da região, levando em consideração o desenvolvimento e proteção das áreas costeiras e dos recursos marinhos.

Com a finalidade de propor normas e a estruturar políticas públicas destinadas a gestão da zona costeira, foi publicada em 16 de maio de 1988, a Lei nº 7.661, que determina a elaboração do Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC), cujo objetivo principal, é de “orientar a utilização racional dos recursos da Zona Costeira, de forma a contribuir para elevar a qualidade da vida de sua população, e a proteção do seu patrimônio natural, histórico, étnico e cultural”, devendo, o mesmo, ser aplicado na conservação e proteção dos recursos naturais, renováveis e não renováveis; recifes, parcéis e bancos de algas; ilhas costeiras e oceânicas; sistemas fluviais, estuários e lagunares; baías e enseadas; praias; promontórios; cordões e grutas marinhas; restingas e dunas; florestas litorâneas, manguezais e pradarias submersas (BRASIL, 1988).

No ano de 2004 foi publicado o Decreto nº 5.300, que agrega, também, critérios para a gestão da orla marítima, contemplando entre outros aspectos, a urbanização, ocupação e uso do solo, do subsolo e das águas; parcelamento e remembramento do

solo; sistema viário e o transporte; sistema de produção, transmissão e distribuição de energia; habitação e saneamento básico; turismo, recreação e lazer; e pesca e aquicultura.

Visando a implementação e articulação destas políticas, foi criado o Grupo de Integração do Gerenciamento Costeiro GI-GERCO, coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA). O objetivo do GERCO é operacionalizar o PNGC de forma descentralizada e participativa, tendo como arranjo institucional para a sua execução o MMA como órgão central, coordenando todas as ações na esfera federal, articulando com os governos dos 17 estados litorâneos através dos seus respectivos órgãos ambientais, no papel de executores estaduais, os quais buscam integrar suas ações com os municípios.

Nos últimos anos a implementação do PNGC tem avançado de forma inconstante e desigual quando considerada as diferentes regiões da costa brasileira. Ao tratar das questões políticas relativas à implantação deste, constatam-se obstáculos em todos os níveis. Há marcantes diferenças quanto aos padrões de comportamento político, da capacidade de financiamento e sustentação financeira, do acervo e da capacidade técnica das equipes, diferenças no grau de organização da sociedade, entre outras (ASMUS e KITZMANN, 2004). Estes fatos têm acarretado problemas para o pleno exercício das ações descentralizadas do PNGC.

Atualmente, pode-se afirmar que 7 estados dispõem de marco legal que institui o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro (PEGC), 15 já apresentam pelo menos um setor com Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro (ZEEC) consolidado e 12 têm institucionalizado a Comissão Técnica Estadual para a zona costeira (MMA, 2010).

Em Alagoas, o exercício do Gerenciamento Costeiro, em consonância com o PNGC, foi implementado em 14 de janeiro de 2009, através do Decreto Nº 4.098, que instituiu o Projeto Orla para o litoral do Estado, sendo o mesmo coordenado pela Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos (SEMARH) e a Gerência do Serviço de Patrimônio da União em Alagoas (GRPU), estando à Comissão Técnica do Estado de Alagoas (CTE/AL), vinculada ao Instituto do Meio Ambiente (IMA), responsável por operacionalizar e subsidiar tecnicamente as ações formuladas pela Coordenação Estadual do Projeto Orla.

São objetivos do Projeto Orla, estabelecer diretrizes gerais e específicas, fiscalizar e normatizar a ocupação do litoral, tendo em vista fatores econômicos, sociais, ecológicos, culturais, paisagísticos e outros com pertinência ao planejamento de sua ocupação, nos termos do inciso XI do artigo 217 da Constituição Estadual.

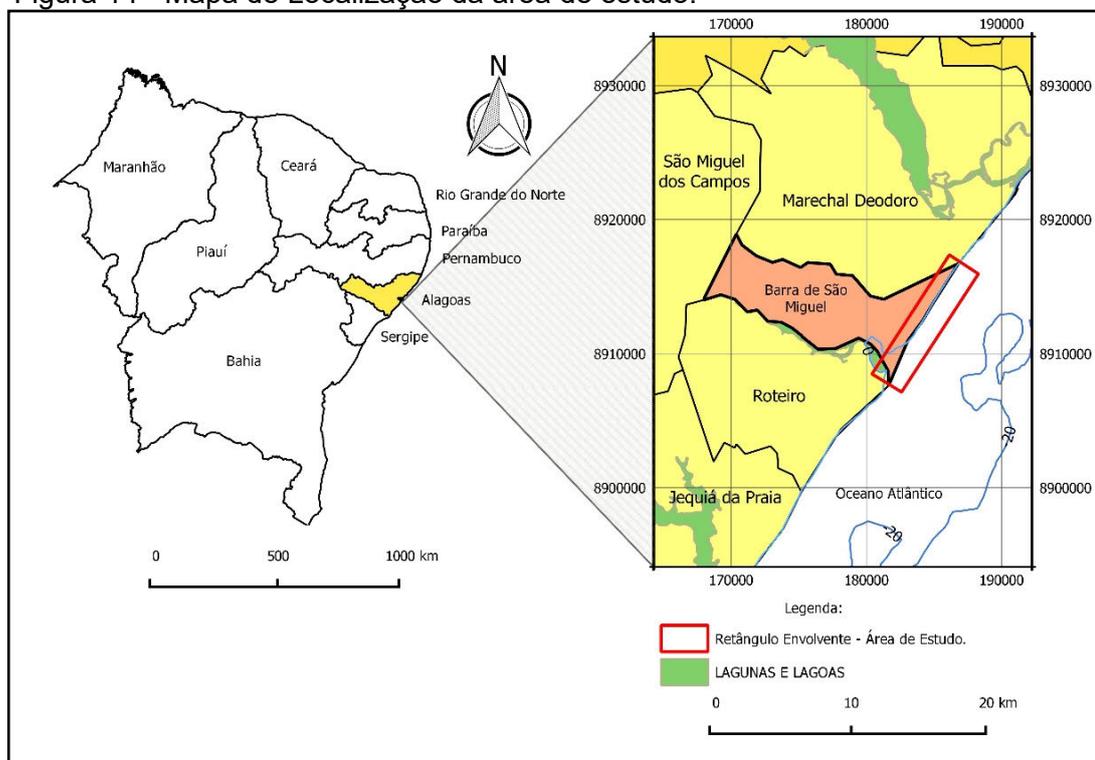
Segundo SPU-AL *et al.* (2012), dentre os 20 Municípios litorâneos do Estado de Alagoas, o Município de Paripueira foi o primeiro a aderir ao Projeto Orla e o único a concluí-lo, designando em 26 de abril de 2005 à Secretaria Municipal de Turismo e Meio Ambiente para coordenar a nível municipal o Plano de Gestão Integrada da Orla Marítima (PGI), e em janeiro de 2012, a Prefeitura Municipal apresentou o Plano de Gestão Integrada da Orla Marítima do Município, onde constam as condições para compatibilização das políticas patrimoniais, ambientais e urbanas de forma integrada e sustentável, a partir das legislações vigentes, como também, promover a criação de outras que resguardem e protejam os espaços litorâneos de forma preventiva, respeitando os processos naturais das dinâmicas marinhas.

Dos demais Municípios do litoral de Alagoas, apenas Barra de São Miguel, Marechal Deodoro, Roteiro, Piaçabuçu, Maragogi e Pilar, iniciaram os trabalhos de planejamento para elaboração do Projeto Orla, porém, sejam por questões políticas/administrativas locais, ou por falta de ações de sensibilização e mobilização, os trabalhos não foram adiante, ou estão sendo revistas para os anos de 2015/2016 (PINTO e AZEVEDO, 2014).

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no litoral sul do Estado de Alagoas (Figura 14), abrangendo aproximadamente 10km de linha de costa e plataforma continental rasa adjacente, sendo delimitada pelo retângulo envolvente, através das coordenadas planas UTM: N = 8908288m, E = 180428m; e N = 8916114, E = 187956m, inseridas no Fuso 25, Datum SIRGAS 2000.

Figura 14 - Mapa de Localização da área de estudo.



Sistema de Coordenadas Planas UTM
Fuso 25, Datum SIRGAS 2000

Fonte:
Limites Regionais (IBGE, 2007)
Limites Municipais (IBGE, 2007)
Imagem Google Earth (2013)

Autor:
HENRIQUE RAVI ROCHA DE CARVALHO ALMEIDA

4.1 ASPECTOS FÍSICOS

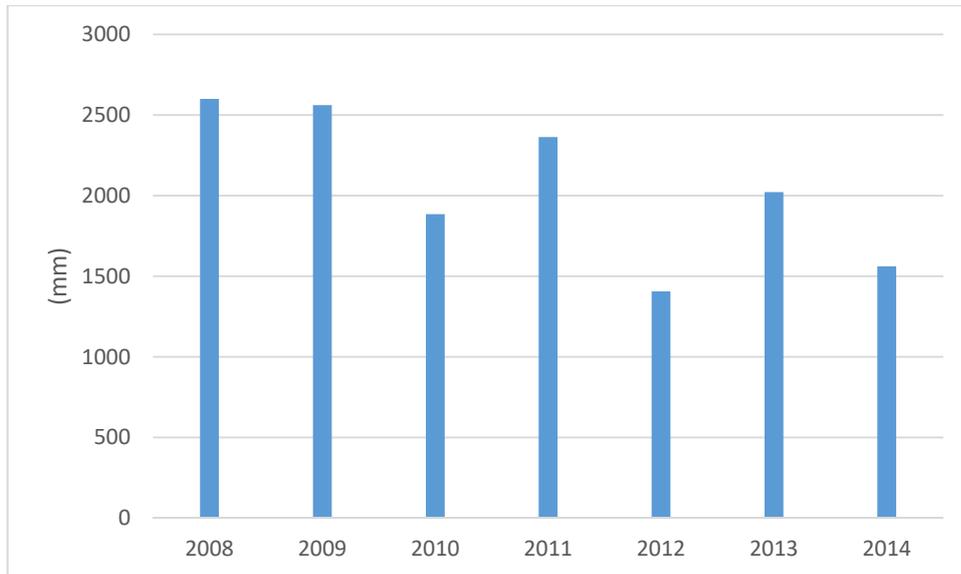
4.1.1 Clima

O território do Estado de Alagoas está subdividido em duas áreas de climas distintos, sendo identificadas, segundo a classificação de KÖPPEN, como Tropical Chuvoso (AMs') e Tropical (As'). O clima tipo AMs', está compreendido na região localizada entre o limite norte do Estado e as imediações ao sul de Maceió, com período seco no verão e com temperaturas variando entre 23° a 28°C. O segundo clima, tipo As', é encontrado entre o sul de Maceió e o extremo sul do Estado, apresentando chuvas de inverno, verão seco e temperaturas de 20 a 25°C (ARAÚJO *et al.*, 2006).

Com base na descrição climática acima, a área de estudo está inserida em uma região de clima caracterizado como As', apresentando a estação seca entre a primavera e o verão com chuvas e eventuais trovoadas de Norte e Noroeste, e às vezes de Nordeste. A estação chuvosa ocorre do outono ao inverno, com chuvas de março, vindas do Norte, e chuvas intercaladas no principal período (de abril-maio até junho-julho) vindas de Sudeste, com precipitação anual superior a 1500 mm (ALAGOAS, 2010).

Para obtenção das precipitações médias anuais, foram utilizados dados históricos, disponibilizados para o período de 2008 a 2014 pela Diretoria de Meteorologia (DMET), localizada na Secretaria do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos (SEMARH) do Estado de Alagoas. A figura 15 demonstra a distribuição das precipitações, a partir da análise das informações da estação pluviométrica Usina Roçadinho, localizada no Município da Barra de São Miguel, onde está inserida a área de estudo.

Figura 15 - Precipitação média anual no Município da Barra de São Miguel entre os anos de 2008 a 2014.

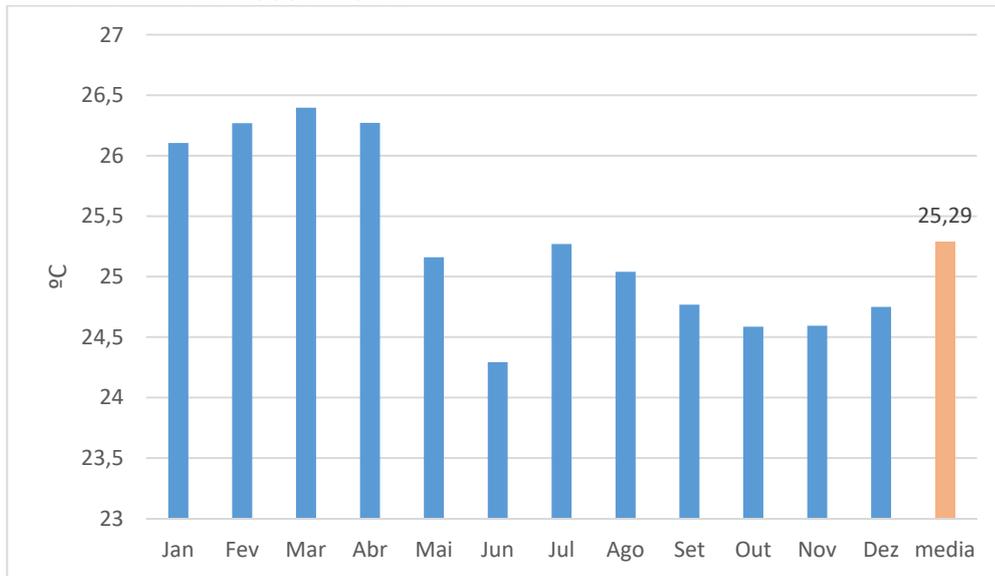


Fonte: SEMARH/DMET (2016)

A elevada precipitação pluviométrica observada na figura 15, resulta da atuação dos sistemas sinóticos, como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Ondas de Leste (DOL), o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCANs) e um sistema de brisas marítimo-terrestre, além da propensão da influência direta de frentes frias. Todos estes sistemas sinóticos atuam na produção de chuvas na área e também podem agir na produção de eventos extremos de precipitação (SOUZA, 2013).

Considerando que não existem estações meteorológicas que forneçam dados de temperatura e umidade para o litoral do Município da Barra de São Miguel, utilizou-se neste trabalho, dados históricos disponibilizados para o período de 1995 a 2014, pela SEMARH/DMET, para o Município de Maceió, sendo esta, a estação mais próxima à área de estudo. Os valores demonstram que neste período, a temperatura média mensal oscilou em torno de 25,29° C, ultrapassando 26°C entre os meses de janeiro a abril, e as mínimas inferiores a 24,50°C no mês de junho. Entre os meses abril a agosto ocorre a estação mais úmida e entre os meses de setembro a março o período mais seco, sendo a média anual da umidade relativa do ar de 79,44%, típica de regiões costeiras, consequência da baixa latitude em que se situa a área, da proximidade do Oceano Atlântico e das massas de ar atuantes na região (Figura 16).

Figura 16 - Média da Temperatura mensal para o Município de Maceió/AL entre os anos de 1995 a 2014.



Fonte: SEMARH/DMET .

4.1.2 Vegetação

Ao longo do litoral do Estado de Alagoas são identificados vários ambientes de sedimentação, incluindo terras úmidas (pântanos de água doce e mangues), depósitos fluviais, terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, dunas costeiras holocênicas (ativas e inativas), bancos recifais e praias atuais, entre outras, em que diversos tipos de vegetação com solos característicos estão presentes (ARAÚJO *et al.*, 2006).

Na sua porção costeira, o Estado de Alagoas apresenta vegetação típica de Mata Atlântica com florestas densas e muito heterogêneas. Todavia, em vários pontos do litoral a vegetação se modifica e assume aspectos de mangues e restingas nas áreas mais baixas pela influência flúvio-marinha e de campos cerrados nos tabuleiros costeiros pela presença de solos pobres típicos de cerrado. Neste último, a vegetação é formada principalmente por plantas herbáceas e arbustivas com poucas árvores espaçadas (MENEZES *et al.*, 2004)

A modelagem terrestre na região da área de estudo é definida por terraços de origem flúvio-marinha, com predominância de vegetação do tipo Floresta Subperenifólia de Restinga, com partes de Floresta Subcaducifólia e Cerrado/Floresta nos tabuleiros costeiros (MASCARENHAS *et. al*, 2005).

Com relação à vegetação litorânea, encontra-se uma variedade significativa de florestas; dentre outras, pode-se citar as *Formações de Manguezais* do tipo *Rhizophora mangue*, associados às *Formações de Praia* distribuídos ao longo do litoral, composta por vegetação herbácea de restinga, arbustivas, subarbustivas e arbóreas, responsáveis pela fixação dos cordões dunares.

As *Formações de Manguezais* (Figura 17), estão presentes nos solos lamosos dos rios São Miguel e Niquim, sendo estas zonas de influência das marés, onde as variações de maré impulsionam as águas salgadas do mar para dentro do continente através dos canais fluviais.

Figura 17 - Formações de Manguezais do tipo *Rhizophora Mangue* às margens do Rio Niquim.



Fonte: Autoral. Localização: 9°50'31"S/35°53'42"W, SIRGAS 2000.

Nas *Formações de Praia* (Figura 18 e 19), a vegetação de restinga caracteriza-se por ser densa e herbácea no litoral norte, ocorrendo de maneira mais tênue entre a região metropolitana do município até as proximidades da foz do Rio São Miguel à sul. Sua ocorrência tem início geralmente depois das cristas de berma, mais precisamente na pós-praia e são representados por poáceas, gramíneas, salsas de praia, capim de areia e psamófica herbácea alastrante.

Figura 18 - Formações de Praia: vegetação de restinga na região da pós-praia.



Fonte: Autoral. Localização: 9°47'57"S/35°51'49"W, SIRGAS 2000.

Figura 19 - Vegetação de restinga sobre a região da berma e cordões dunares.

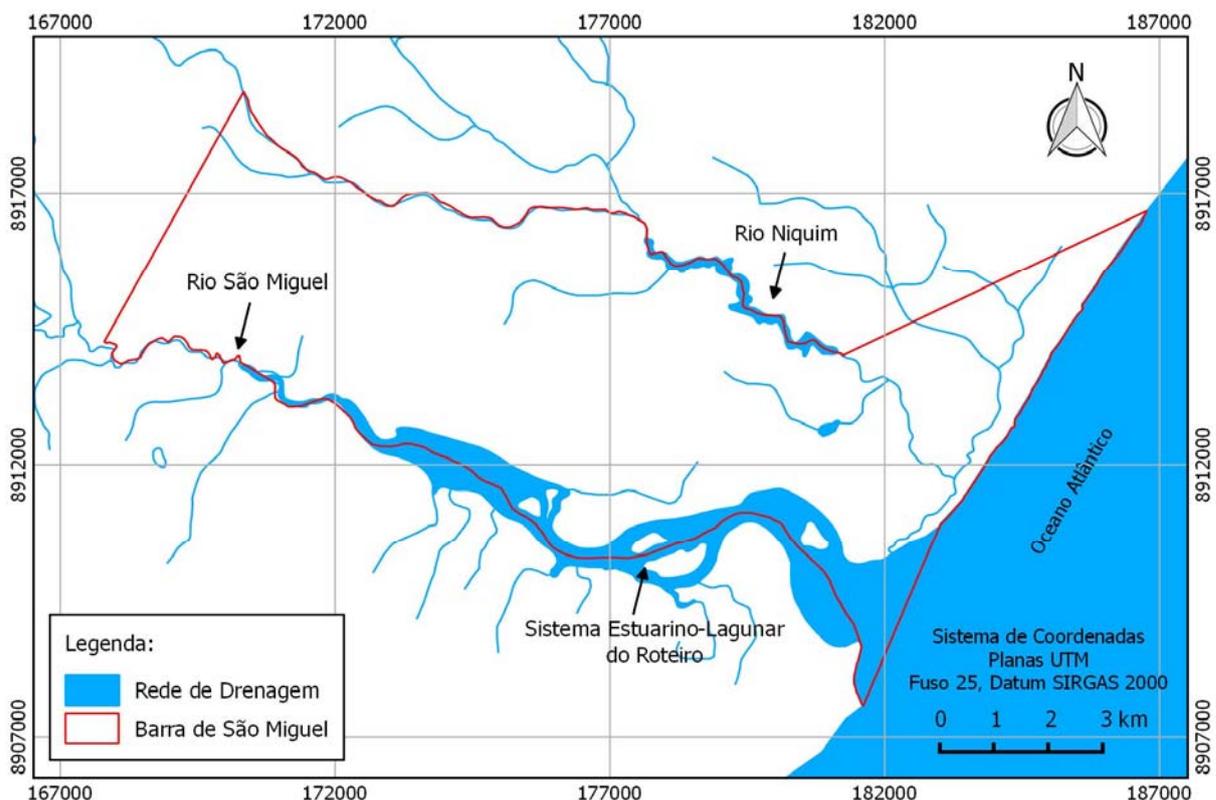


Fonte: Autoral. Localização: 9°47'21"S/35°51'24"W, SIRGAS 2000.

4.1.3 Hidrografia

A rede de drenagem hidrográfica a qual a área de estudo está inserida, pertence a Região Hidrográfica de São Miguel (RHSM), que possui uma área de 2.222,5km², formada pelos rios Poxim, São Miguel, Jequiá e Niquim, além do riacho Tabuada, todos nascendo em Alagoas e desaguando no Oceano Atlântico. Dentre estes, apenas os Rios São Miguel e Niquim compõem a rede hidrográfica do Município da Barra de São Miguel (Figura 20), com áreas de drenagem correspondente a 3,13% da área total da RHSM (ALAGOAS, 2010).

Figura 20 - Rede hidrográfica do Município da Barra de São Miguel.

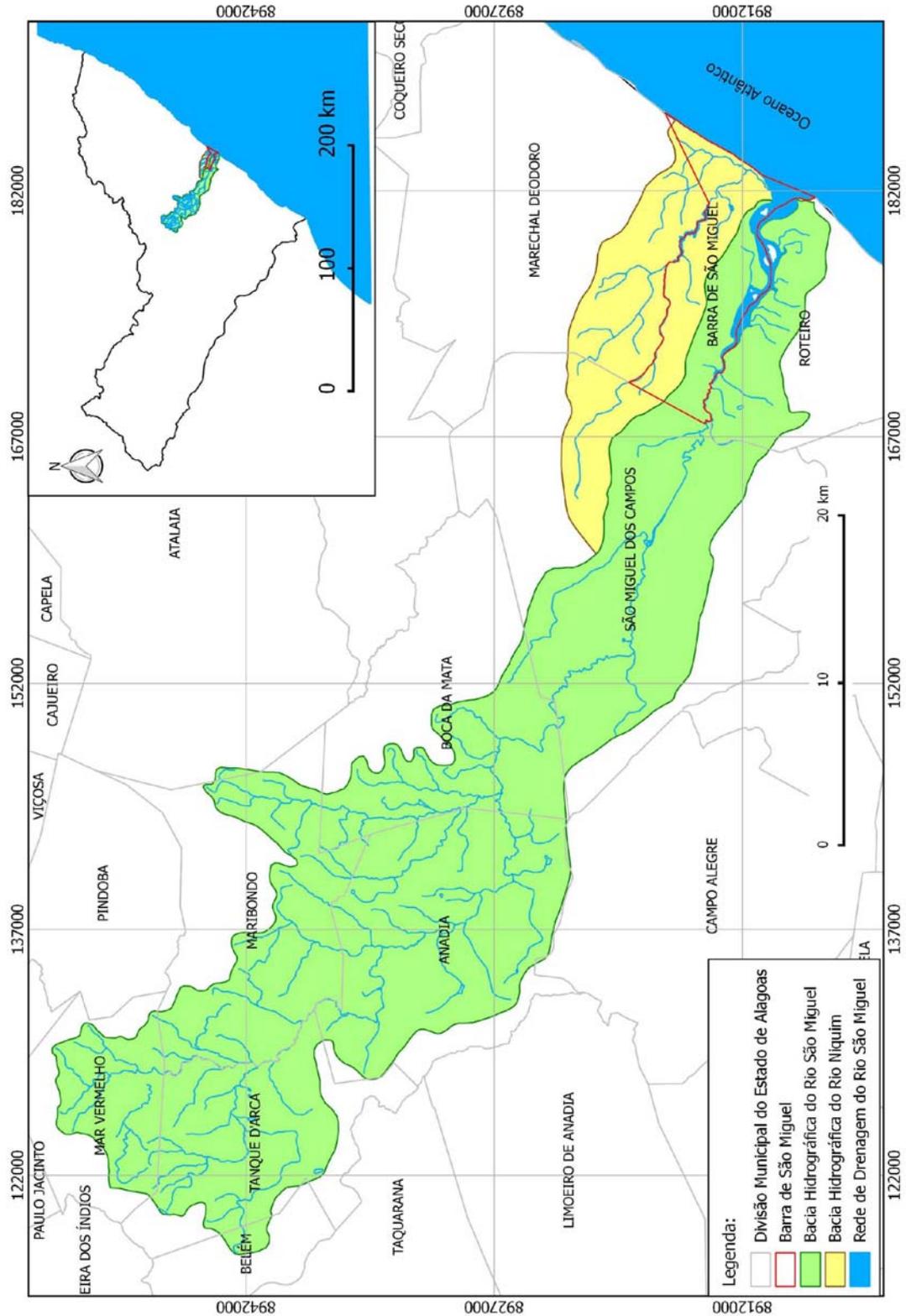


Fonte: Autoral.

A área de drenagem da Bacia do rio São Miguel (Figura 21) tem aproximadamente 752,7km², tendo o rio principal a extensão de 90km. Suas nascentes estão nas proximidades da sede municipal de Mar Vermelho, com denominação de rio Preto ou riacho São Pedro, à altitude média de 560m. A bacia está compreendida entre as coordenadas extremas 8.912.000N e 8.956.000N; e 780.000E (24L) e 174.000E (25L), DATUM SIRGAS 2000.

Entre os principais afluentes do São Miguel destacam-se o rio Verde e o rio Tapera. Nas proximidades da foz, o rio São Miguel se alarga formando a laguna do Roteiro (ALAGOAS, 2010).

Figura 21 - Localização das Bacias Hidrográficas dos Rios São Miguel e Niquim.



Fonte: Autoral.

A Bacia do rio Niquim (Vide Figura 21) apresenta dimensões reduzidas, quando comparadas aos demais rios da RHSM, com área de drenagem de 135,1km², apresenta 27km de extensão e perímetro de 70km. Suas nascentes estão próximas à cidade de São Miguel dos Campos. As nascentes, pelo lado esquerdo, fazem fronteira com a bacia do rio Sumaúma e são ainda bastante preservadas, estando a bacia localizada entre as coordenadas 8.924.000N e 8.911.000N; e 821.000E (24L) e 183.500E (25L), DATUM SIRGAS 2000 (ALAGOAS, 2010).

Outra importante feição hidrográfica que se destaca no litoral da área estudada, é o Sistema Estuarino-Lagunar do Roteiro (Figura 22), localizado na desembocadura do Rio São Miguel, estando compreendido entre os Municípios do Roteiro, ao Sul e Barra de São Miguel, ao Norte. Segundo Souza (2013), a área do Sistema é de 8km², com largura máxima de 1,3km e mínima de 300m, sendo o comprimento em linha reta de aproximadamente 10,5km de extensão.

Figura 22 - Sistema Estuarino-Lagunar do Roteiro, em seu baixo curso. Ao Norte, destaca-se o Município da Barra de São Miguel.



Fonte: Luiz Alberto (2007). Disponível em <http://www.skyscrapercity.com/showthread.php?t=573230>

Assim sendo, os rios que fazem parte da RHSM, são uma importante fonte de sedimentos para o litoral da área estudada, pois o equilíbrio morfodinâmico do litoral depende da relação entre o aporte de sedimentos e a capacidade de transporte litorâneo, ou seja, se uma quantidade de sedimentos, maior que a capacidade de

transporte das ondas é levada até a costa, a praia tenderá a acumular areia (Progradação). Caso contrário, se o aporte de sedimentos for menor, a praia tenderá a ser erodida (Retroprogradação) (MAFRA, 2005).

4.1.4 Oceanografia

4.1.4.1 Regime de Marés

A amplitude das marés (a diferença de nível entre a preamar e a baixamar) é um elemento modelador da linha de costa, em função das velocidades de correntes a ela associadas. Estas correntes de marés são significativas no transporte sedimentar costeiro especialmente onde a variação da maré é expressiva (TESSLER E GOYA, 2005).

Segundo Florenzano (2008), ao longo do litoral brasileiro, o regime de micromaré, ou seja, com amplitudes inferiores a 2m, estão localizadas no litoral sul do país, onde a amplitude de maré chega a ser de 0,5m, como ocorre na região da lagoa dos Patos (Rio Grande Sul). Amplitudes de mesomaré, de 2 a 4m ocorrem no litoral do nordeste. Os regimes de macromaré, com amplitudes superiores a 4m se concentram no litoral norte, principalmente entre os Estados do Amapá e Maranhão.

As marés para o litoral do Estado de Alagoas são monitoradas através de uma única estação maregráfica. A diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), órgão vinculado à Marinha do Brasil, realiza o monitoramento das marés para a região a partir de uma estação maregráfica localizada no Porto de Maceió. As marés apresentaram amplitude e período que as enquadram no regime de micro e mesomaré semidiurna. Este tipo de maré caracteriza-se por apresentar duas preamares e duas baixa-mares no período de um dia lunar (24 horas e 50 minutos), o que, segundo Araújo *et al.* (2005), ocasiona no litoral de Alagoas a ruptura dos cordões litorâneas no período chuvoso, devido à grande descarga fluvial.

4.1.4.2 Ventos

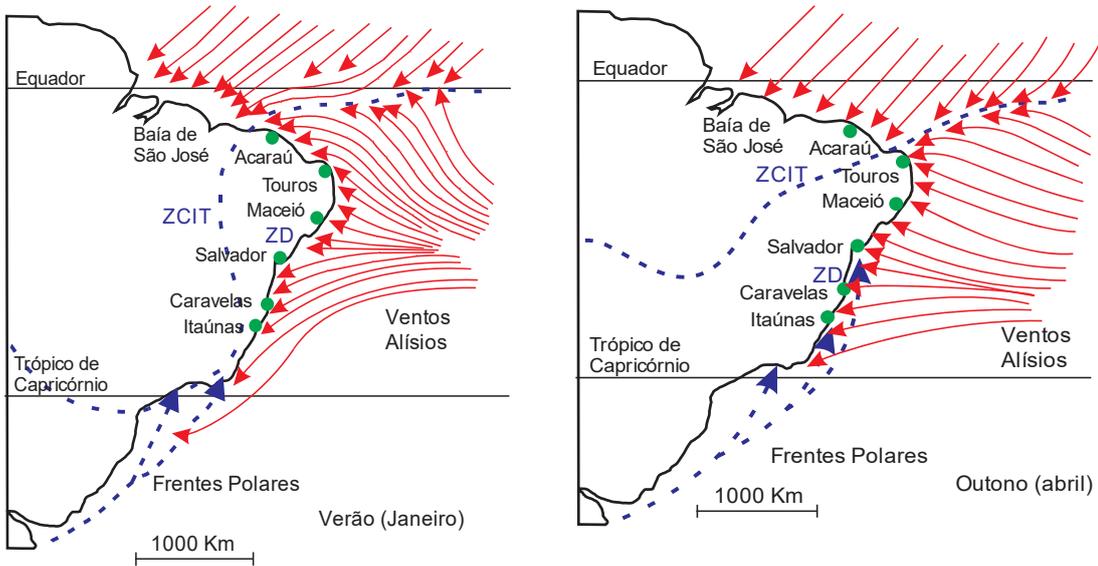
A circulação atmosférica é um aspecto importante para a compreensão da circulação das águas costeiras e dispersão de sedimentos, tendo em vista serem os ventos, o principal elemento gerador de correntes e ondas, além de serem os responsáveis pelo transporte horizontal de calor latente e calor sensível e sua convergência, nos baixos níveis, produz movimentos ascendentes e chuva sobre uma região. Ventos são resultantes de variações de gradientes horizontais de pressão atmosférica (temperatura) que são produzidos nas várias escalas espaciais (BERNARDO e MOLION, 2000).

De acordo com Dominguez (1999) e CEPEMAR (2004), a costa do Leste do Nordeste do Brasil está quase que inteiramente contida no cinturão de ventos Alísios. Os que alcançam a costa Leste e Nordeste do Brasil, mostram duas direções principais: E-SE e NE. A região onde se manifesta a mudança de direção dos ventos Alísios é conhecida sob o nome de Zona de Divergência (ZD), de tal modo que a Norte da ZD os ventos sopram SE e a Sul sopram de NE (Figura 23). Esta zona está localizada, em média, em torno de 15° S, entretanto sua posição varia durante todo o ano. Entre abril e agosto a ZD está localizada ao Sul de 15°S, alcançando até 20°S em junho. Em setembro a ZD desloca-se para o Norte de 15°S, deslocando-se para 13°S em janeiro.

Ainda, segundo Bernardo e Molion (2000), a costa leste do Nordeste apresenta uma situação *sui generis* em toda costa brasileira, pois as circulações de brisa estão imersas no campo dos ventos Alísios que é resultante da circulação geral da atmosfera. A brisa do mar (dia) torna-se mais intensa quando a mesma é somada aos ventos Alísios, predominantemente de SE. Em contrapartida, a intensidade da brisa de terra (madrugada) é menos intensa, ou às vezes inexistente, porque ela se opõe à direção dos Alísios. Esse fenômeno local, e sua variabilidade no ciclo anual, é de amplo conhecimento dos jangadeiros, que aproveitam a brisa de terra para adentrarem o mar nas primeiras horas da manhã.

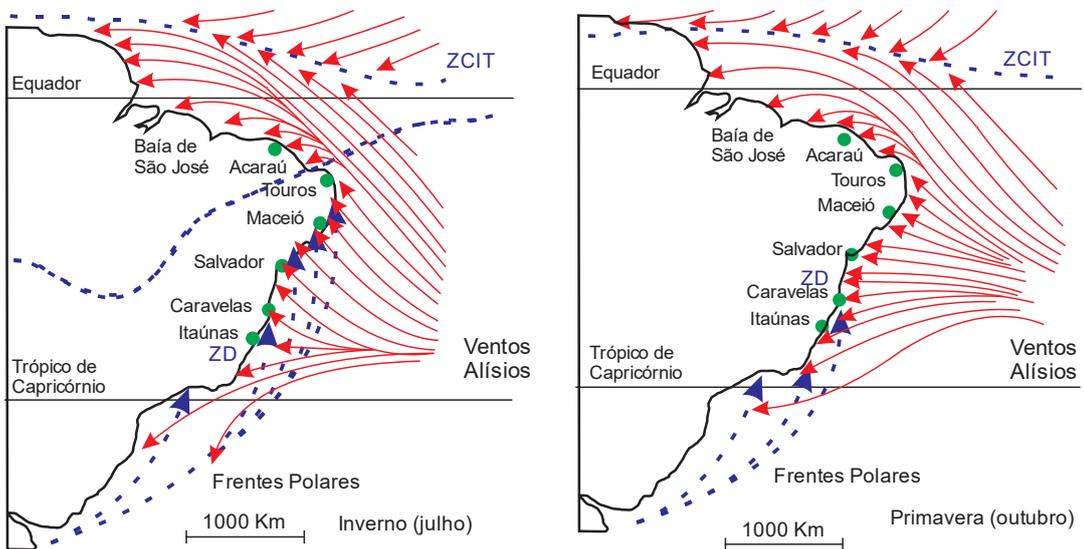
Ao tratar da circulação dos ventos na região da área de estudo, Santos (2004) afirma que os ventos incidentes são os de quadrante E, sendo que os predominantes são do setor SE a S no intervalo de abril a agosto e do setor E a NE de setembro a março, sendo, portanto, convergentes à costa.

Figura 23 A - Caracterização da circulação atmosférica na costa Leste-Nordeste do Brasil durante as estações climáticas do Verão e Outono.



Fonte: Adaptado de Dominguez (1999) e CEPEMAR (2004).

Figura 23 B - Caracterização da circulação atmosférica na costa Leste-Nordeste do Brasil durante as estações climáticas do Inverno e Primavera.



Fonte: Adaptado de Dominguez (1999) e CEPEMAR (2004).

4.1.4.3 *Sistemas de Correntes*

Estando a área de estudo submetida a um sistema de mesomarés. Miguens (2000) afirma que é natural que as correntes de marés exerçam uma substancial influência na modelagem costeira da região, sobretudo quando associadas a períodos de ventos mais intensos e marés de sizígia, sendo esta última, caracterizada por apresentar as maiores preamares e menores baixa-mares, resultantes das forças de atração da Lua e do Sol, porque podem propiciar a geração de ondas com alturas maiores que as convencionais.

A amplitude média durante as marés de sizígia é da ordem de 2,4 m e 0,9 m durante a de quadratura (SANTOS, 2004).

Atualmente existem poucos dados por longos períodos de observação, sobre a velocidade das correntes junto à costa de Alagoas. Occhipinti (1983), afirmou que as correntes litorâneas atuantes na costa do Município de Maceió, convergem para costa preferencialmente durante as marés enchentes e com maior intensidade nas marés de sizígia.

As correntes superficiais são paralelas às praias em 64% do tempo; são divergentes, isto é, afastam-se das mesmas em 31% do tempo e convergem às praias em apenas 5% do tempo.

As correntes da camada superior são fortemente influenciadas pelos ventos enquanto que as das camadas inferiores são principalmente governadas pelas marés. O sentido da corrente de deriva na área é preferencialmente de Norte para Sul.

4.1.4.4 *Clima de Ondas*

A principal variável indutora dos processos costeiros de curto e de médio prazo é o clima de ondas, responsável pelo transporte nos sentidos longitudinal e transversal à linha de costa. É a energia das ondas, a intensidade e a recorrência das tempestades que comandam a dinâmica dos processos de erosão e acúmulo na interface entre continente e oceano (MUEHE, 1998).

As características de ondas disponíveis em estudos de Hogben & Lumb (1967) para a costa leste do Brasil, mostram que ao longo de todo o ano predominam ondas de N-NE. Entretanto, começam em abril, e se estendem até agosto, formando ondas de E-SE que representam uma percentagem significativa das ondas que alcançam a

costa Leste do País. Estas ondas estão associadas com ventos de SW-S-SE, que por sua vez estão associadas ao avanço das frentes frias. Desta forma, durante o outono (Abril-Maio) e Inverno (Junho-Agosto) ondas de E-SE com alturas em torno de 1,5m e períodos de 6-7s, são muito frequentes, enquanto que durante a primavera (Setembro-Novembro) e verão (Dezembro-Fevereiro) ondas de N-NE com altura de 1,0m e períodos de 5s ou menos são dominantes (CEPEMAR, 2004).

Existem poucas referências sobre o registro de ondas disponíveis para a costa litorânea do Estado de Alagoas, em específico, para os Municípios de Maceió e Barra de São Miguel, pode-se citar os trabalhos de Marques (1987), Oliveira & Kjerfve (1993), Coutinho & Maia (2001) e Muehe (2006) no estudo sobre a Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro.

Segundo Marques (1987), as ondas na costa Leste do Estado de Alagoas, na maior parte do ano, são do quadrante SE, porém de dezembro a fevereiro se propagam na direção E/SE com altura média de 1,0m. No inverno, de junho a agosto, elas apresentam uma altura média variando de 1,15 a 0,65m. Durante o verão, a convergência das ortogonais de ondas de 5 a 6,5s sofrem influência do *canyon* de Maceió, direcionando o transporte de sedimentos de NE para SW, e as ortogonais de onda de 8 a 10,5s, de menor ocorrência que as anteriores, mostram uma relação de divergência com o *canyon* de Maceió.

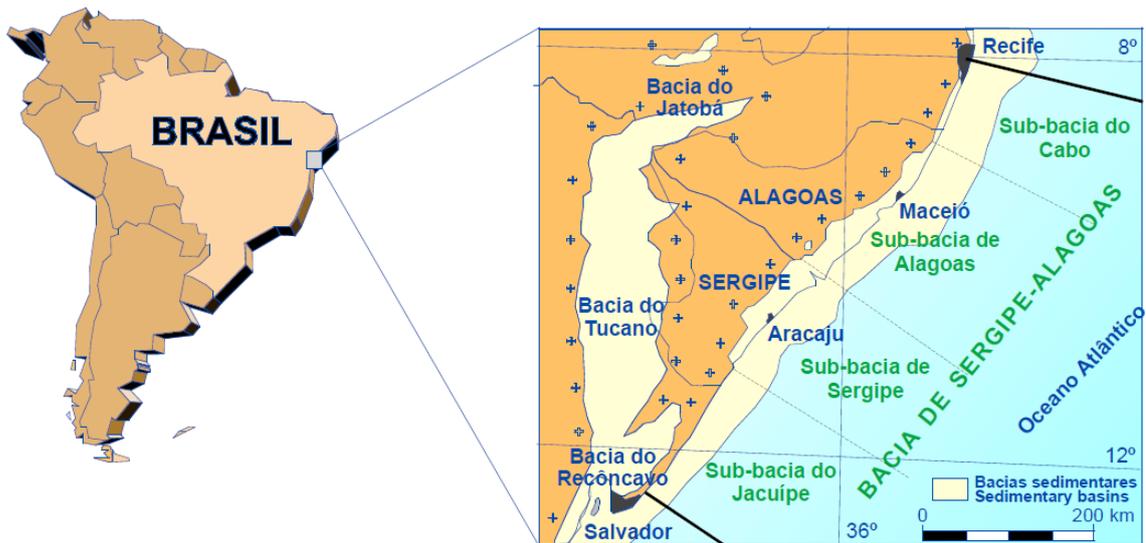
Para um trecho do litoral de Maceió, Oliveira & Kjerfve (1993) e Santos (2004), citam os estudos de registro de ondas realizados pelo *Danish Hydraulic Institut* entre os anos de 1972 e 1973, numa área defronte a Salgema (atual Brankem), na cidade de Maceió, onde se conclui que as ondas mais frequentes são as que chegam normais à praia, com período de 5 a 9s, e menos de 1m de altura. Nos meses de janeiro a abril as ondas são características de tempo bom, podendo apresentar condições de tempestade nos meses de junho a outubro, alcançando alturas de 2m e período acima de 9s.

4.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A área de estudo, regionalmente, está localizada na bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas (Figura 24), que é uma das muitas bacias sedimentares ao longo da costa brasileira formadas durante a abertura do oceano Atlântico Sul no final do Jurássico e no Cretáceo. Estruturalmente a bacia consiste num meio graben

mergulhando para sudeste. A porção emersa é representada por uma estreita faixa de 20 a 50 km de largura, estando grande parte da extensão da bacia submersa (LIMA *et al.*, 2002).

Figura 24 - Mapa de localização da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas.



Fonte: Lima *et al.* (2002).

Geologicamente a bacia sedimentar Sergipe-Alagoas fica situada na Região de Dobramentos Nordeste ou Província Borborema, limitada a sul pelo Cráton do São Francisco, no sistema de falhas Vaza Barris e ao Norte com o Alto de Maragogi, com a Bacia Sedimentar Pernambuco. Está estruturada sobre as rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos Grupos Miaba e Vaza Barris (sub-bacia de Sergipe) e sobre as rochas graníticas proterozóicas do Batólito Alagoas-Pernambuco (sub-bacia de Alagoas). O limite entre as duas sub-bacias é o Alto de Japoatã-Penedo (FEIJÓ, 1994).

O preenchimento sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas apresenta vários ciclos de deposição continental e marinha, sendo sua estratigrafia consequência direta da sua evolução estrutural (LANA, 1990). Para Lima *et al.* (2002), os trabalhos de Ponte & Asmus (1976), Asmus & Carvalho (1978) e Ojeda (1982), comprovam que dentre as bacias marginais brasileiras, a bacia Sergipe-Alagoas é a que apresenta exposta a mais completa sucessão estratigráfica, estando representados depósitos de todos os seus estágios evolutivos.

A história deposicional da sub-bacia Alagoas (Figura 25) teve início no Paleozóico Superior, através da deposição do Grupo Igreja Nova, composta pelas Formações Batinga e Acararé (SANTOS, 2004). A Formação Batinga é representada por conglomerados, diamictitos, siltitos e folhelhos, e a Formação Acararé é composta por folhelhos preto, arenitos, calcarenitos e lamitos algas, depositada em ambiente desértico, litorâneo e deltáicos, retrabalhados por ventos e ondas (CAMPOS NETO *et al*, 2007).

A deposição seguinte é representada pelo Grupo Perucaba, composta pelas Formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria (SANTOS, 2004). A Formação Candeeiro é constituída pelos folhelhos vermelhos lacustres; a Formação Bananeiras é composta pelos arenitos flúvio-deltáico; e a Formação Serraria, pelos arenitos fluviais com retrabalhamento eólico (CAMPOS NETO *et al*, 2007).

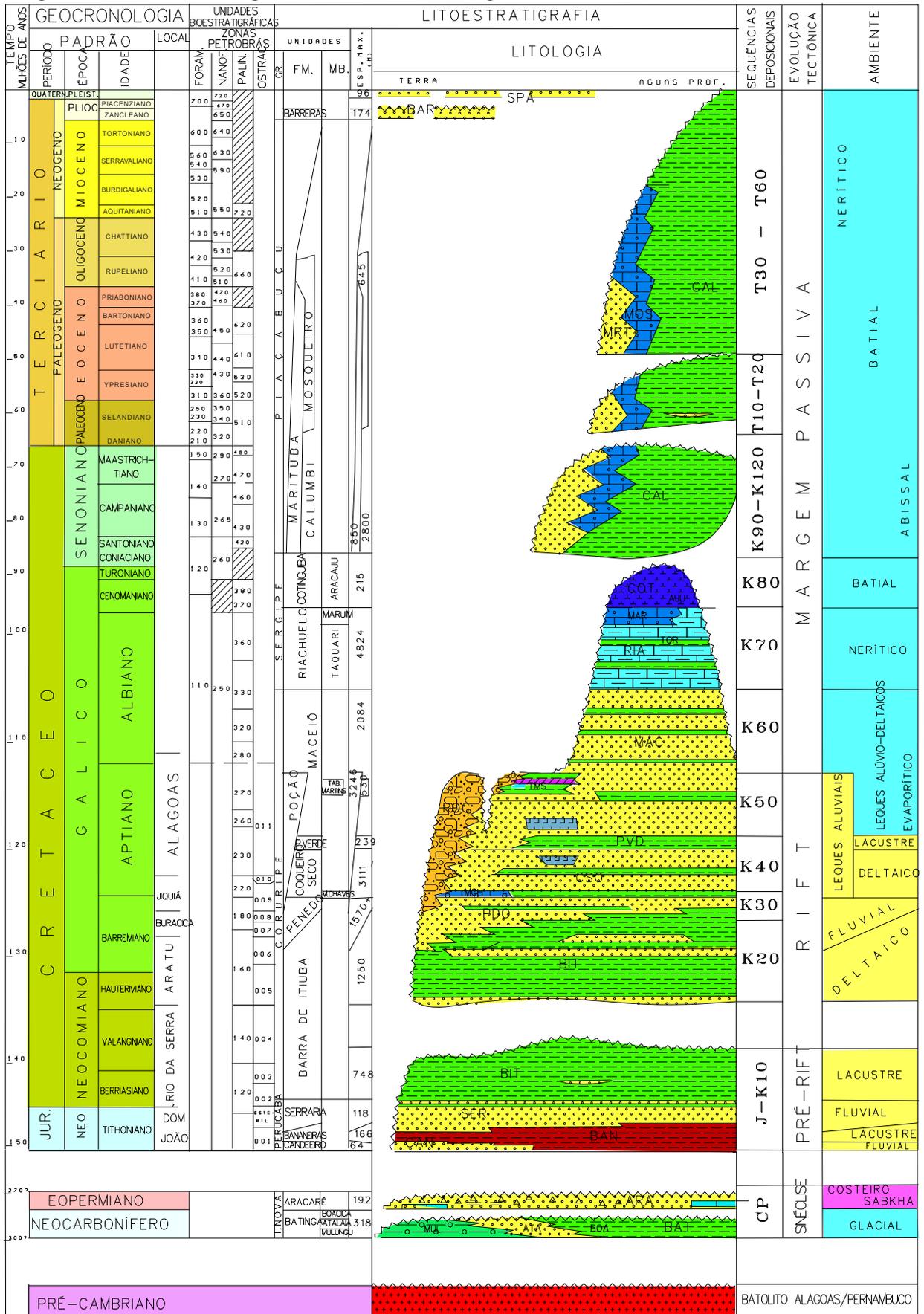
Na sequência deposicional, ainda no Cretáceo ocorreram as deposições de sedimentos clásticos e evaporitos do Grupo Coruripe, que é caracterizado pela rápida variação de fácies, correspondentes às fases *rift* e transicional da sub-bacia Alagoas, através das Formações Barra de Itiúba, Penedo, Coqueiro Seco, Ponta Verde, Maceió e Poção. Ainda, segundo Santos (2004), durante o Cretáceo Inferior, ocorreu a primeira transgressão marinha na bacia, com deposição do Grupo Sergipe, através das Formações Riachuelo e Cotinguiba, durante o Albiano-Cenomaniano

Posteriormente, no final do Cretáceo e ao longo do Terciário, depositou-se os sedimentos clásticos e carbonáticos de origem marinha do Grupo Piaçabuçu, composto pelas Formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba (CAMPOS NETO *et al*, 2007), que segundo Santos (2004) em Alagoas não é encontrado em superfície.

Por fim, durante o final do Terciário e início do Quaternário, foram depositados os sedimentos clásticos, finos e grossos de origem continental da Formação Barreiras que serviram de cobertura para o registro sedimentar (SANTOS, 2004).

O estágio atual da evolução deposicional da sub-bacia de Alagoas é caracterizado pela variação do nível mar e os agentes de erosão, que propiciam o acúmulo dos sedimentos marinhos, fluviais, eólicos e flúvio-lagunares que compõem a planície costeira quaternária (SANTOS, 2004).

Figura 25 - Carta estratigráfica da sub-bacia Alagoas.



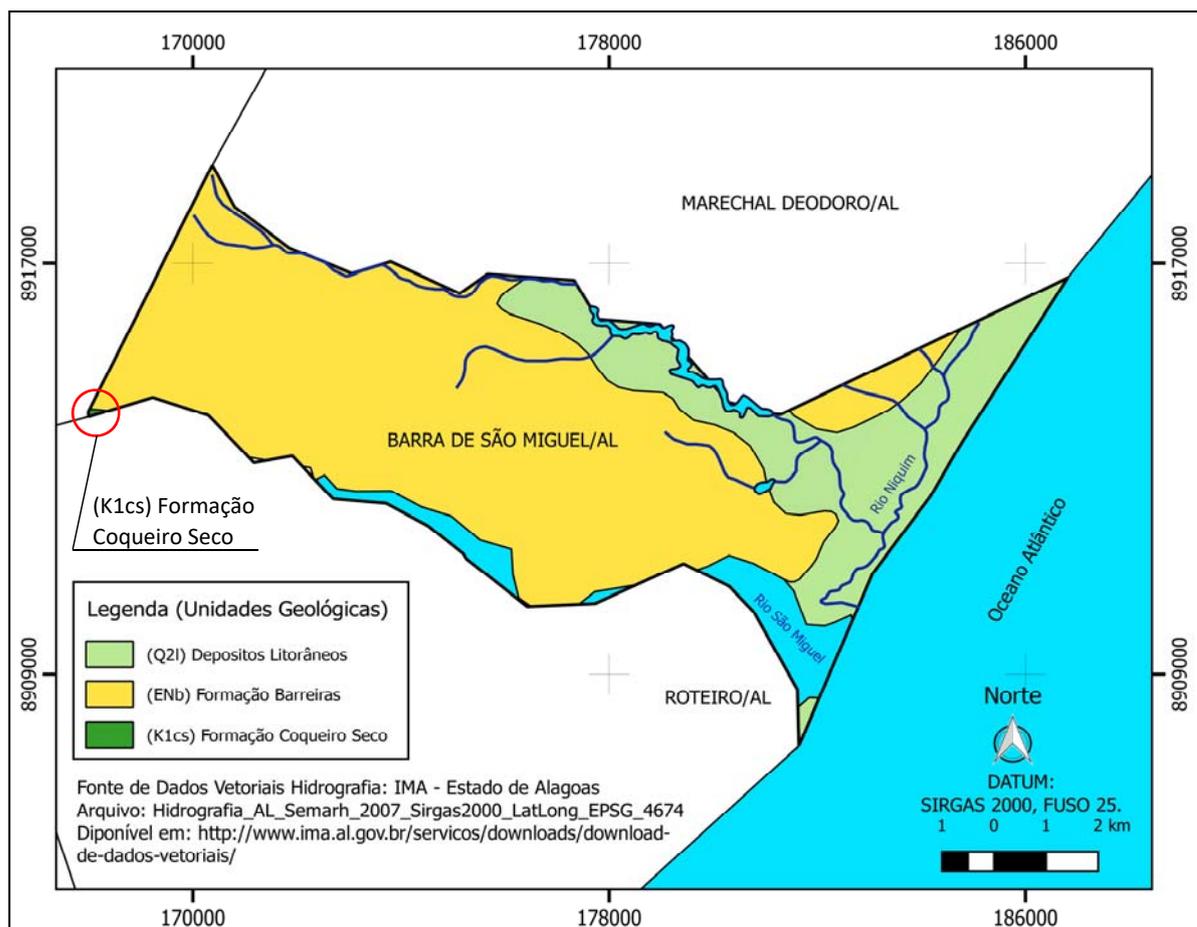
Fonte: FEIJÓ (1993).

A geologia local da área de estudo (Figura 26) é representada pelas seguintes unidades: Formação Barreiras, Coqueiro Seco e os depósitos sedimentares flúvio-lagunares e litorâneos do período Quaternário (CPRM, 2018).

A Formação Barreiras é a unidade geológica predominante na área, ocupando desde as margens da rede hidrográfica até o contato com as planícies marinha e flúvio-marinha. É composta por sedimentos areno-argilosos, inconsolidados, laterizados e caulínicos (ALHEIROS *et al*, 1998).

A Formação Coqueiro Seco é caracterizada por depósitos clásticos alúvio-deltáicos e lacustres, compostos por Arenitos e Folhelhos. Na área de estudo, esta Formação está disposta na porção a montante do Rio São Miguel, entre os municípios do Roteiro, São Miguel dos Campos e Barra de São Miguel.

Figura 26 - Mapa geológico do Município da Barra de São Miguel, Alagoas.



Fonte: Adaptado de Mendes *et al.* (2013) e MASCARENHAS ET. AL. (2018).

4.2.1 Geologia do Quaternário Costeiro

O termo Quaternário, empregado para designar o período mais recente da história da Terra, foi introduzido por Desnoyers (1829), referindo-se aos depósitos marinhos superpostos aos sedimentos do Terciário da Bacia de Paris (França).

No Brasil, os depósitos quaternários estão associados às bacias hidrográficas ou às planícies litorâneas. Em geral, são representados por áreas de superfícies planas e de baixas altitudes. Nos mapas geológicos, são comumente representados pela cor amarela, pontilhado ou tracejado, podendo-se admitir o Quaternário continental (depósitos de encosta, fluviais, eólicos e lacustres) e o Quaternário marinho e/ou transicional. Os depósitos transicionais são representados, principalmente, por sedimentos de cordões litorâneos, deltaicos, lagunares e eólicos. Os depósitos marinhos correspondem aos sedimentos submersos que recobrem a margem continental, embora possam ser encontrados também depósitos transicionais e continentais, sedimentados durante o Último Máximo Glacial (UMG).

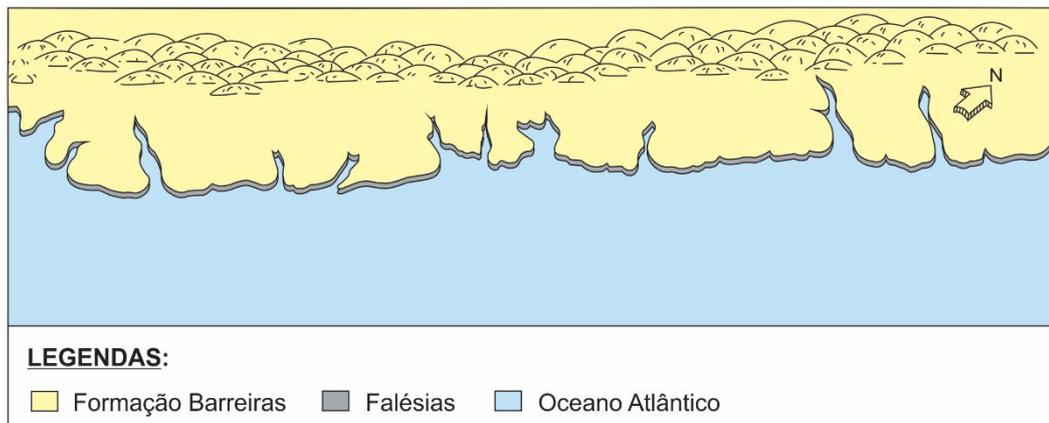
Os estudos relativos à geologia do Quaternário Costeiro de Alagoas sempre ocorreram de maneira dispersa e superficial, sendo os trabalhos de Ottman (1960) e Laborel (1969), os pioneiros, explanando estes sobre as construções recifais do litoral. Seguiram-se os trabalhos de Bittencourt *et al.* (1979, 1982 e 1983) que associaram os depósitos costeiros originados durante o período Quaternário ao longo do litoral sul de Alagoas, aos eventos transgressivos influenciados pelas variações relativas do nível do mar. Na sequência, Barbosa *et al.* (1985) realizou o mapeamento geológico do quaternário Costeiro do Estado de Alagoas, na escala de 1:250.000, sendo este, o mapeamento existente até o momento. Dentre os últimos trabalhos aplicados em trechos do litoral sul de Alagoas, destacam-se Lima (1998), Silva (2001 e 2008), Araújo *et al.* (2006) e Souza (2013).

Bittencourt *et al.* (1983) e Barbosa *et al.* (1986a e b) definiram modelos evolutivos da sedimentação quaternária para o litoral dos Estados de Sergipe e sul de Alagoas, estabelecendo para tanto, seis eventos transgressivos e regressivos:

a) Transgressão e Regressão Antiga

Durante a Transgressão Marinha Antiga (TMA), ocorrida a mais de 120.000 anos A.P., a elevação nível do mar foi evidenciada apenas em alguns trechos, como em falésias entalhadas da Formação Barreiras e pela formação recifal não aflorante. Em condições de clima úmido, o avanço do mar continente adentro durante o Pleistoceno, esculpiu as falésias dos sedimentos da Formação Barreiras e afogou os vales fluviais, causando dessa forma o recuo da linha de costa (Figura 27).

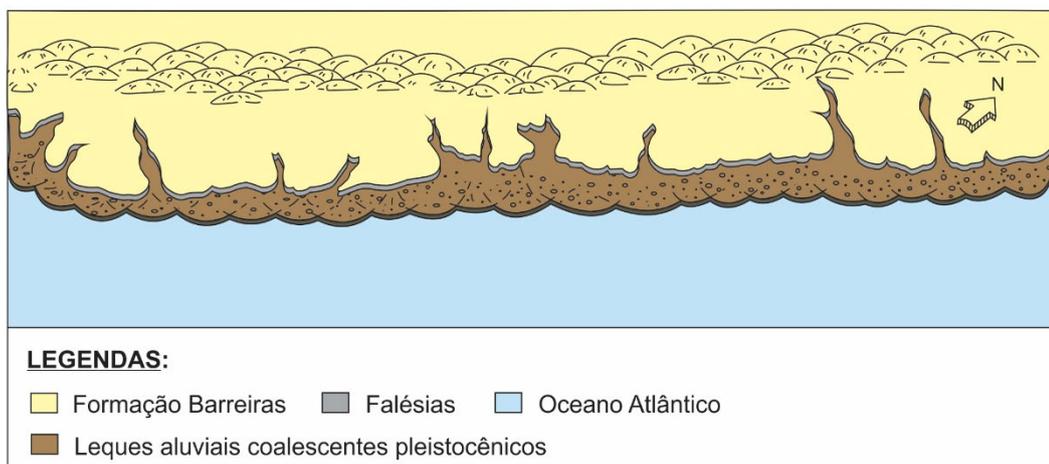
Figura 27 - Transgressão Marinha Antiga - recuo da linha de costa.



Fonte: adaptado de Bittencourt *et al.* (1983) e Barbosa *et al.* (1986a e b).

Em seguida à TMA, dá-se o recuo do mar, o que resulta na deposição, no sopé das falésias e no interior dos vales, de sedimentos grosseiros, mal selecionados, em forma de leques aluviais coalescentes (Figura 28).

Figura 28 - Regressão Marinha Antiga - formação de leques aluviais coalescentes.

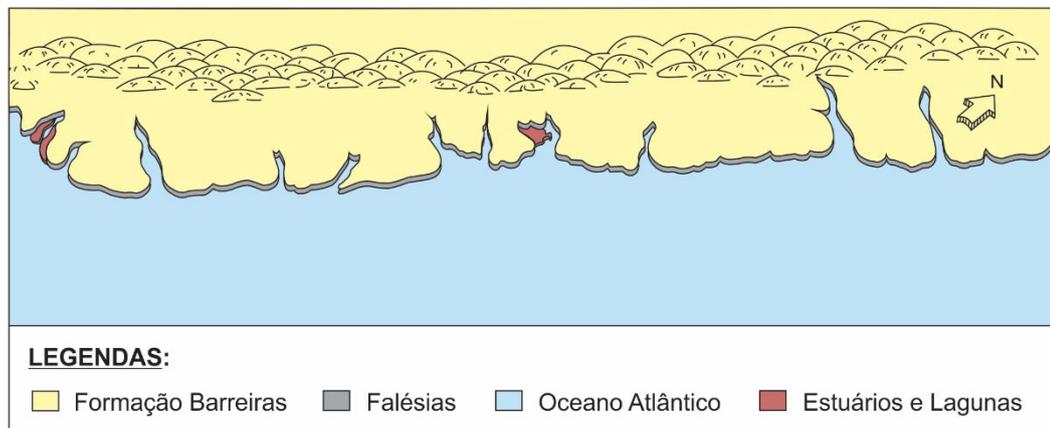


Fonte: adaptado de Bittencourt *et al.* (1983) e Barbosa *et al.* (1986a e b).

b) Penúltima Transgressão e Regressão

Ocorrida há aproximadamente 120.000 anos A.P., a Penúltima Transgressão Marinha (PTM) alcançou um máximo de 8 a 10 m acima do nível médio atual. Neste período uma parte da sedimentação proveniente das dinâmicas anteriores foi retrabalhada, cursos fluviais no interior do continente foram afogados, começando a formar as lagunas e estuários, ocorrendo a retomada erosiva até o sopé das falésias (Figura 29).

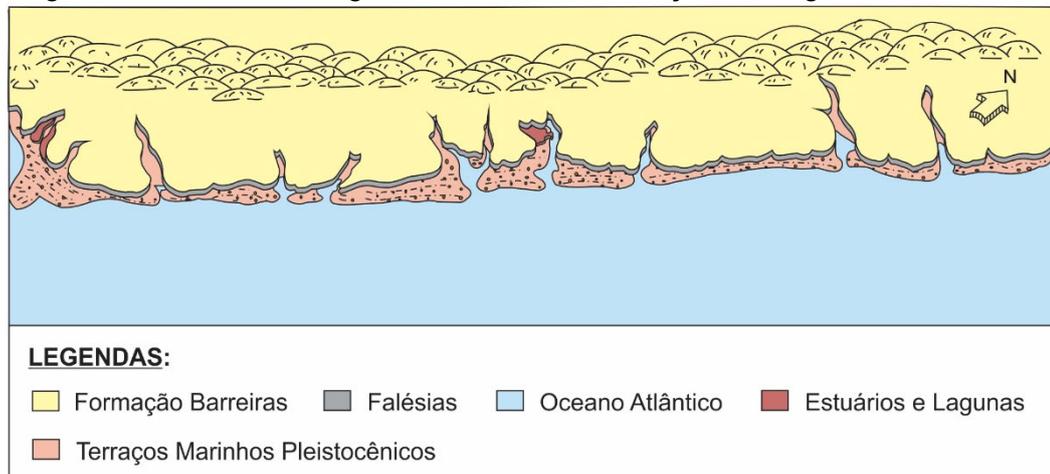
Figura 29 - Penúltima Transgressão Marinha- formação das lagunas e estuários.



Fonte: adaptado de Bittencourt *et al.* (1983) e Barbosa *et al.* (1986a e b).

Iniciou-se novamente um recuo do mar, provocando uma progradação da planície costeira, formando os terraços marinhos pleistocênicos (Figura 30).

Figura 30 - Penúltima Regressão Marinha - formação das lagunas e estuários.



Fonte: adaptado de Bittencourt *et al.* (1983) e Barbosa *et al.* (1986a e b).

Conforme Coutinho e Lima (1995) e Costa e Ramos (2004), os terraços marinhos pleistocênicos têm uma altitude de 8 m a 10 m e, atualmente, correspondem às áreas do centro de Maceió, a Ilha de Santa Rita, inserida no Complexo Estuarino Lagunar Mundaú Manguaba (CELLM) e as proximidades da praia do Francês, em Marechal Deodoro.

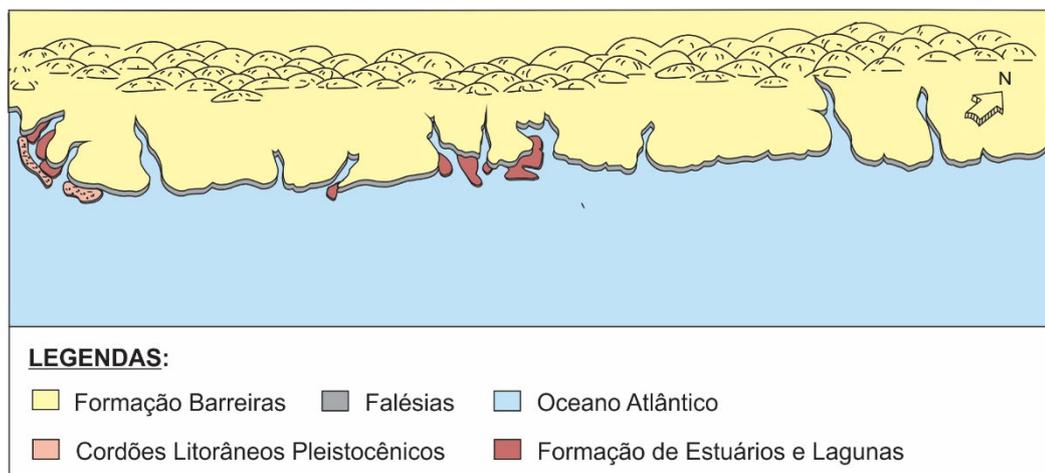
c) Última Transgressão

Entre 7.000 e 5.500 anos A. P., já no Holoceno, durante a Última Transgressão Marinha (UTM), o nível do mar voltou a elevar-se, atingindo entre 4 m e 5 m acima do atual, ocasionando novamente o afogamento dos cursos dos rios formando os estuários. Durante essa Transgressão, a planície costeira foi coberta, arrasando feições formadas nos eventos anteriores, atingindo um máximo há cerca de 5.100 anos A.P..

Os terraços arenosos marinhos foram desfeitos quase completamente ou aplainados, sendo quase totalmente mascarados os alinhamentos dos antigos cordões litorâneos pleistocênicos (BARBOSA, 1986).

Da dinâmica resultaram as barras/ilhas barreiras, isolando sistemas lagunares. Em tais lagunas, localizadas nas desembocaduras dos rios, formaram-se deltas intralagunares, cujos sedimentos eram depositados principalmente pelos rios (Figura 31) (VIEIRA & COSTA, 2010).

Figura 31 - Última Transgressão Marinha - Formação das barras, ilhas barreiras e deltas intralagunares.

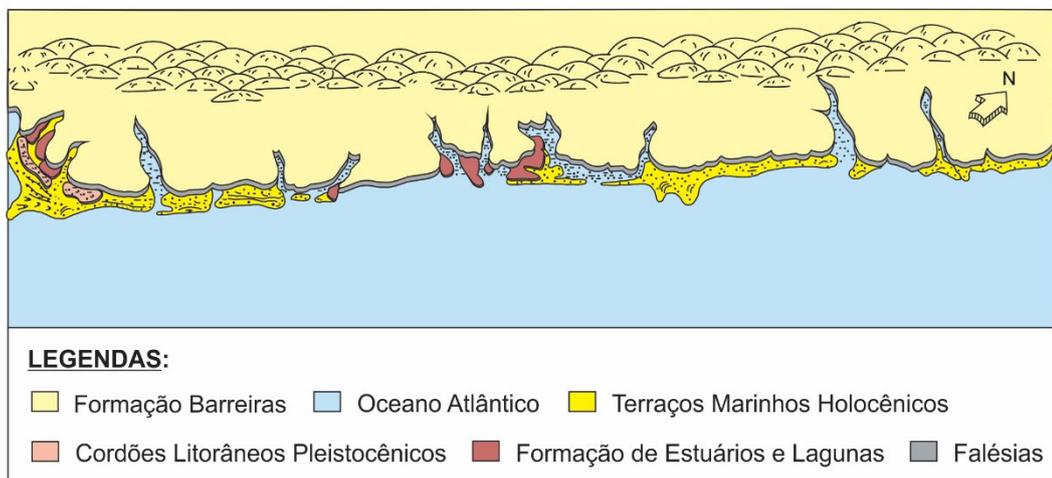


Fonte: adaptado de Bittencourt et al. (1983) e Barbosa et al. (1986a e b).

A Regressão subsequente à UTM, ocorrida há aproximadamente 5.100 anos A.P., promove a formação da planície costeira atual, formando os terraços marinhos holocênicos que correspondem ao fim do Ciclo Polifásico Paraguaçu.

Ocorre a retomada dos cursos d'água e o barramento cada vez mais intenso nas desembocaduras das lagoas, retendo as águas dos estuários afogados, concretizando na construção dos corpos lagunares (Figura 32) correspondendo, por exemplo, com o processo formativo das lagoas Mundaú e Manguaba, localizadas no Complexo Estuarino Lagunar Mundaú Manguaba (BARBOSA, 1986).

Figura 32 - Última Regressão Marinha - formação da planície costeira atual, e dos terraços marinhos holocênicos.

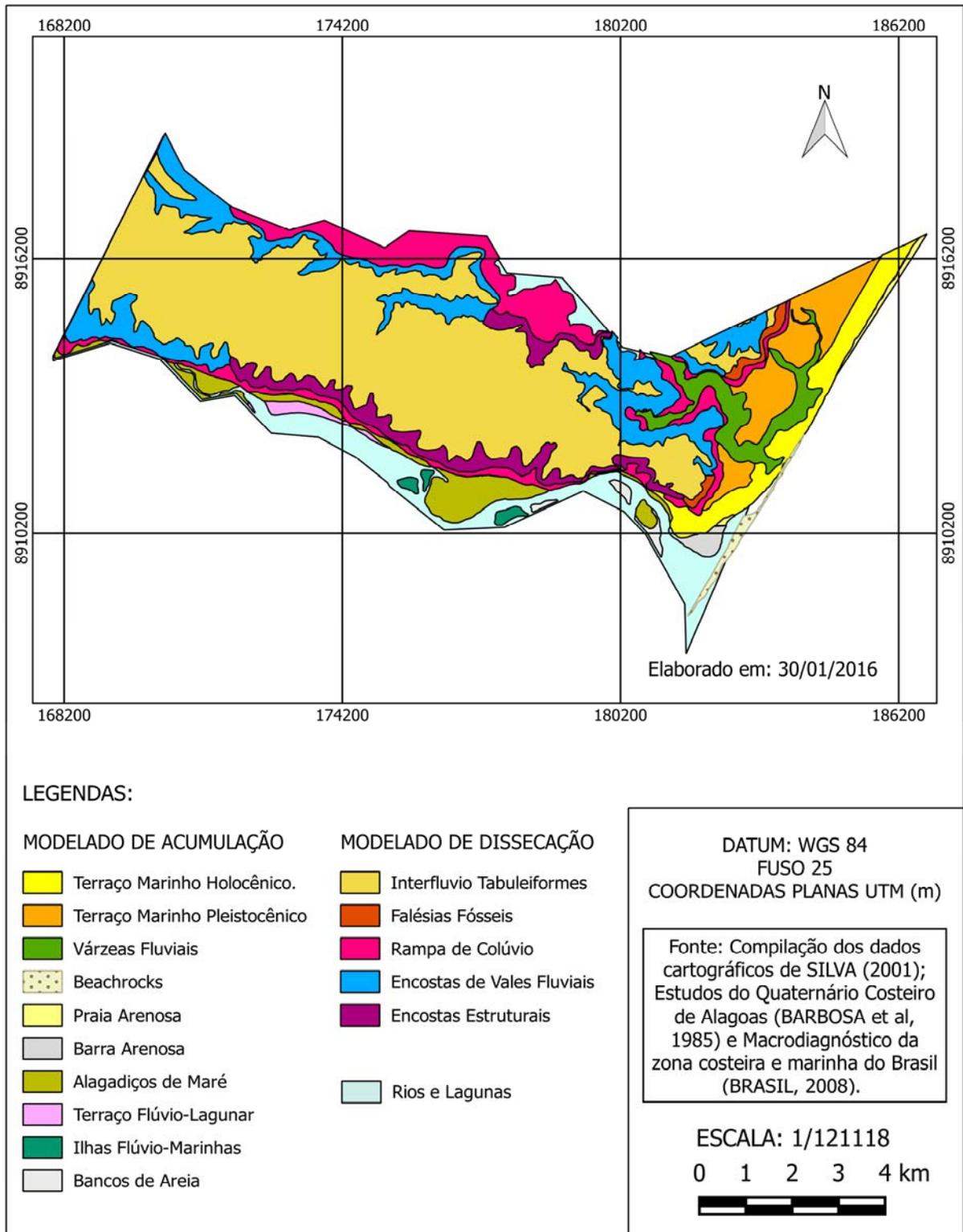


Fonte: adaptado de Bittencourt et al. (1983) e Barbosa et al. (1986a e b).

Durante a Penúltima e Última Transgressão ocorridas no litoral de Alagoas, foram identificados dois depósitos de terraços marinhos arenosos com características sedimentológicas e geomorfológicas distintas, denominados de terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos (BITTENCOURT *et al.* (1979), MARTIN *et al.* (1980b), BITTENCOURT *et al.* (1983) e BARBOSA *et al.* (1985)).

Do ponto de vista geomorfológico, são definidas na área de estudo duas unidades bem caracterizadas: os Tabuleiros Costeiros e as Planícies Costeiras, estando estes inseridos nos modelados típicos de dissecação e acumulação, respectivamente (Figura 33).

Figura 33 - Mapa Geomorfológico do Município da Barra de São Miguel/AL.



Fonte: Adaptado de Silva (2001).

Segundo Santos (2004), os Tabuleiros Costeiros representam a unidade geomorfológica mais característica da costa alagoana, sendo constituída pela Formação Barreiras. Esta morfologia dá origem às falésias fósseis, rampas de colúvio, interflúvio tabuliformes dissecados, terraços colúvio-aluvionares, encostas de vales fluviais e encostas de estuário estrutural.

A Planície Costeira ocupa na área de estudo uma extensão de aproximadamente 9,5km, adentrando em direção ao interior por 2,5km no sentido dos sedimentos flúvio-lagunares que margeiam o Sistema Estuarino-Lagunar do Roteiro e 1,8km no sentido Norte/Este do limite intermunicipal entre Barra de São Miguel e Marechal Deodoro.

Sobre esta planície, estão inseridos os Terraços Marinheiros Pleistocênicos, Depósitos Flúvio-Lagunares, Terraços Marinheiros Holocênicos, Depósitos e Várzeas Fluviais, Beachrocks, Dunas, Depósitos de Mangues, Bancos Arenosos, Ilhas Flúvio-Marinhas e Depósitos Atuais de Praia.

Os terraços marinhos pleistocênicos foram primeiramente identificados ao sul de Maceió, entre a Lagoa Manguaba e Lagoa do Jequiá e, na desembocadura do Rio São Francisco. Estes terraços, relacionados a regressão subsequente à Penúltima Transgressão, são constituídos por areias bem selecionadas, depositadas no sopé de falésias fósseis da Formação Barreiras, caracterizadas por depósitos tubulares cujo topo atinge de 8 a 10 m acima da preamar atual (BARBOSA et al, 1985).

Na área de estudo (Figuras 34a e 34b), os terraços marinhos pleistocênicos estão posicionados nas porções mais internas da Planície Costeira, num patamar acima dos terraços holocênicos, com cotas que variam de 5 a 8 metros acima do nível médio do mar. De uma forma geral, apresentam-se descontínuos, paralelos a linha de costa e em algumas regiões estão preservados em forma topográfica abaulada, aparentemente em forma de cordões litorâneos. Quanto aos seus limites, ao norte, apresentam-se bem delineados, estendendo-se até as proximidades da lagoa Manguaba. Ao sul, dispõem-se em dois sentidos: Norte/Sul, onde possuem como limite oeste as rampas de colúvio dos tabuleiros, e Sudeste/Noroeste estendendo-se para o interior do corpo lagunar, fazendo limite com as rampas de colúvio, colinas suaves e áreas alagadiças de maré (SOUZA, 2013).

Figura 34a - Terraço Marinho Pleistocênico - Vista geral do afloramento localizado a oeste do Litoral da Barra de São Miguel – AL, nas proximidades das rampas de colúvio dos Tabuleiros da Formação Barreiras.



Fonte: Autoral.

Figura 34b - Feição morfológica característica de áreas de ocorrência de Terraços Pleistocênicos. Esse pacote horizontal encontra-se parcialmente encoberto pela vegetação de restinga e sob deposição eólica de sedimentos atuais.



Fonte: Autoral.

Os terraços marinhos holocênicos do litoral de Alagoas, foram formados durante a regressão subsequente à Última Transgressão, e encontram-se dispostos externamente aos terraços marinhos pleistocênicos e, em alguns momentos, estão separados por uma zona baixa pantanosa, sendo caracterizados ao longo da costa, por extensas faixas arenosas quartzosas, bem selecionadas e contínuas e por cristas de cordões litorâneos bem marcadas e estreitamente próximos e paralelos entre si, com altitudes variando de 4m a alguns centímetros acima do preamar atual (BARBOSA *et al*, 1985).

Estes terraços constituem a região mais externa da Planície Costeira da área estudada, correspondendo a uma faixa arenosa, com aproximadamente 500 m de largura e 9,5km de comprimento. Estão ao Norte parcialmente encobertos pela vegetação de restinga (Figura 35) e a Sul sobrepostos pela expansão urbana atual.

Em determinadas regiões ficam a poucos centímetros da preamar atual e são identificados através de cordões litorâneos com paralelismo bem significativo, com cristas e cavas bem individualizados.

Figura 35 - Terraço marinho holocênico encobertos pela vegetação de restinga à Norte da Planície Costeira da Barra de São Miguel – AL.



Fonte: Autoral.

Os beachrocks que ocorrem em grande parte do litoral alagoano, são compostos de arenitos e conglomerados (carbonato de cálcio, conchas de moluscos e outros biodetrítos). São rochas tipicamente de climas quentes, o detalhamento da granulometria e das estruturas sedimentares dessas rochas, fornecem indicações sobre os subambientes praias e definem com mais precisão a posição pretérita do nível do mar, devido a sua formação (DELÍBRIAS & LABOREL, 1971).

Na região estudada (Figura 36), ocorrem desde a margem esquerda da laguna do Roteiro, estendendo-se a Norte até a praia do Francês em Marechal Deodoro. Barbosa (1985), levando em consideração a datação de conchas *Anomalocardia brasiliiana*, determinou que estes Arenitos de Praia têm idade entre 7.470 ± 200 e 3.720 ± 180 anos A.P. indicando que o nível marinho alcançou até 1,3m acima do atual durante o Holocênio. Apresentam-se normalmente submersos, aflorando apenas na baixa-mar, entretanto, alguns corpos estão aparentemente seccionados perpendicularmente à linha de costa, pois ocorrem a profundidades superiores a amplitude da baixa-mar, favorecendo a erosões pontuais da linha de costa.

Figura 36 - Arenito de praia e bancos arenosos à Sul da Barra de São Miguel – AL.



Fonte: <http://www.acheiviagem.com.br/barra-de-saomiguel/124/destino.html>

Os Bancos Arenosos (Figuras 36 e 37) estão localizados na região do Complexo Estuarino-Lagunar do Roteiro, próximos à desembocadura com o mar. Segundo Silva (2008), atualmente estes bancos estão associados à retirada da vegetação ao longo da bacia hidrográfica do Rio São Miguel e nos Tabuleiros Costeiros, como também, da influência das correntes flúvio-marinhas através do canal de comunicação do Complexo Estuarino.

Figura 37 - Bancos arenosos localizados na foz do Complexo Estuarino-Lagunar do Roteiro.



Fonte: A - <http://roteirosincríveis.uol.com.br>; B – Autoral.
Localização: 9°50'43"S/ 35°54'23"W, SIRGAS 2000.

A Praia Arenosa forma um depósito contínuo por toda a extensão do litoral, composto por sedimentos arenosos constituídos de quartzo e fragmentos de conchas, distribuídos pela ação das ondas, marés e correntes locais. Estende-se longitudinalmente por 9,5km sobre a linha de costa, desde o píer localizado ao Sul, às margens do Estuário, até o Norte, limitando-se o Município de Marechal Deodoro. Em direção perpendicular, estende-se desde o nível de maré baixa até a linha de vegetação permanente ou escarpa de berma.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Com base na diversidade de informações coletadas durante esta pesquisa, decidiu-se por subdividir materiais e métodos em trabalhos de gabinete, campo e laboratório, de maneira a organizar e demonstrar com maior clareza as etapas desenvolvidas.

5.1 TRABALHOS DE GABINETE

Inicialmente, foram coletadas informações pretéritas em fontes primárias, a qual inclui documentos públicos e privados, fotografias, material cartográfico, entre outros; e também em fontes secundárias, onde estão inclusas, teses, dissertações, artigos, livros, jornais que fornecessem informações relacionados ao tema, além de dados e resultados já obtidos em pesquisas anteriores sobre a área de estudo. Na sequência, utilizou-se estas informações para construção das bases conceituais dos procedimentos metodológicos desenvolvidos neste trabalho.

5.2 TRABALHOS DE CAMPO

As atividades realizadas durante os trabalhos de campo, consistiram na execução de levantamentos de dados no próprio local da pesquisa, ou seja, por meio da utilização de técnicas de observação direta intensiva. Desta forma, os dados foram obtidos por meio de observações previamente planejadas e registradas por meio de instrumentos para a coleta de dados ou fenômenos observados.

5.2.1 Sedimentologia

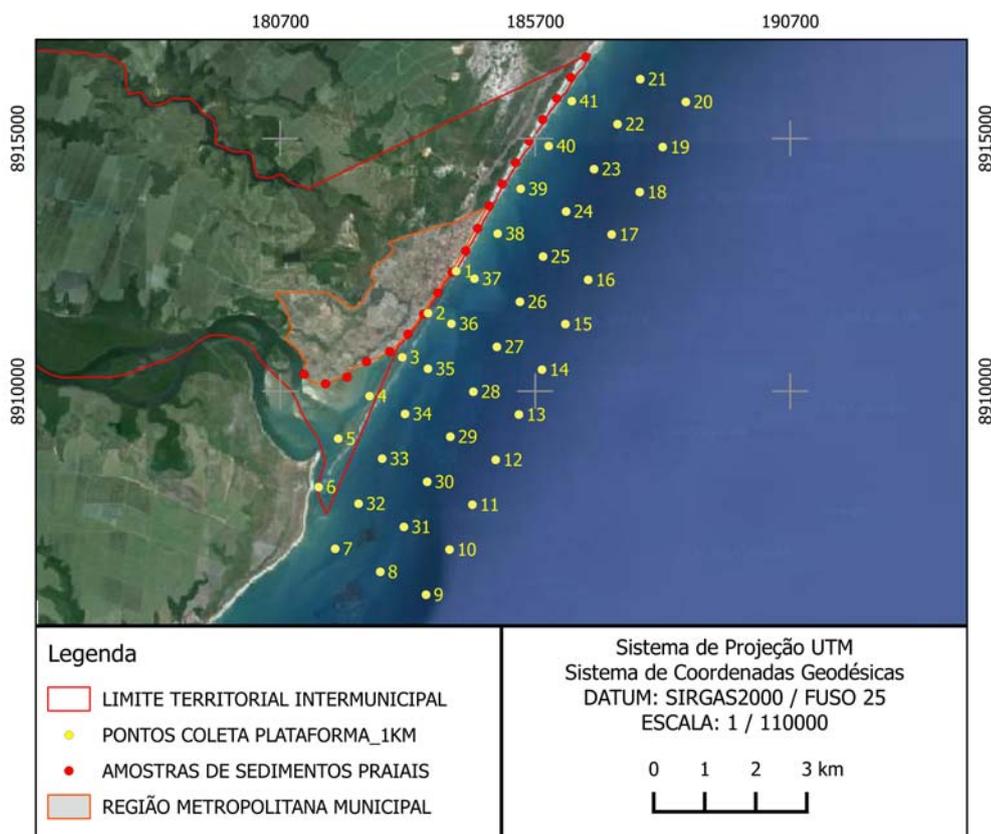
A descrição das características sedimentológicas do litoral da Barra de São Miguel é o primeiro passo para se compreender o balanço sedimentar da região. Essas informações, quando analisadas em conjunto com os dados hidrodinâmicos, permitirão diagnosticar o estado de equilíbrio do sistema, como também, conhecer a origem mais provável do material e/ou os processos a que o mesmo esteve submetido.

Para tanto, foram realizadas, durante os anos de 2016 e 2017, quatro campanhas de campo para coletas de sedimentos praias, sendo estes extraídos de forma pontual e repetidas nos mesmos locais, ao longo da porção média da zona do estirâncio. Os pontos amostrais foram posicionados através de coordenadas geodésicas a uma equidistância de 500m e numerados a partir da extremidade Sul do litoral, com o Sistema Estuarino-Lagunar do Roteiro, totalizando 19 pontos amostrais até o extremo Norte, limitando-se com o Município de Marechal Deodoro (Figura 38).

Cada amostra foi obtida manualmente, com a retirada de uma camada de aproximadamente 10cm de profundidade, acondicionada em sacos plásticos, etiquetados e transportadas para o Laboratório LGGM-CTG-UFPE, onde foram realizadas as análises granulométricas.

Para a coleta de sedimentos ao longo da plataforma continental rasa, foi utilizado um amostrador de fundo denominado “Van Veen”, sendo coletadas 41 amostras de sedimentos ao longo de uma malha de pontos previamente definidas sobre a área, com equidistância de 1km até a isóbata de -18m (Figuras 38 e 39) e posicionados em campo com o auxílio de um receptor GNSS.

Figura 38 - Distribuição dos pontos das amostras sedimentológicas.



Fonte: Autoral.

Figura 39 - Busca-fundo (Van Veen) utilizado para coletar sedimentos da plataforma continental interna.



Fonte: Autoral.

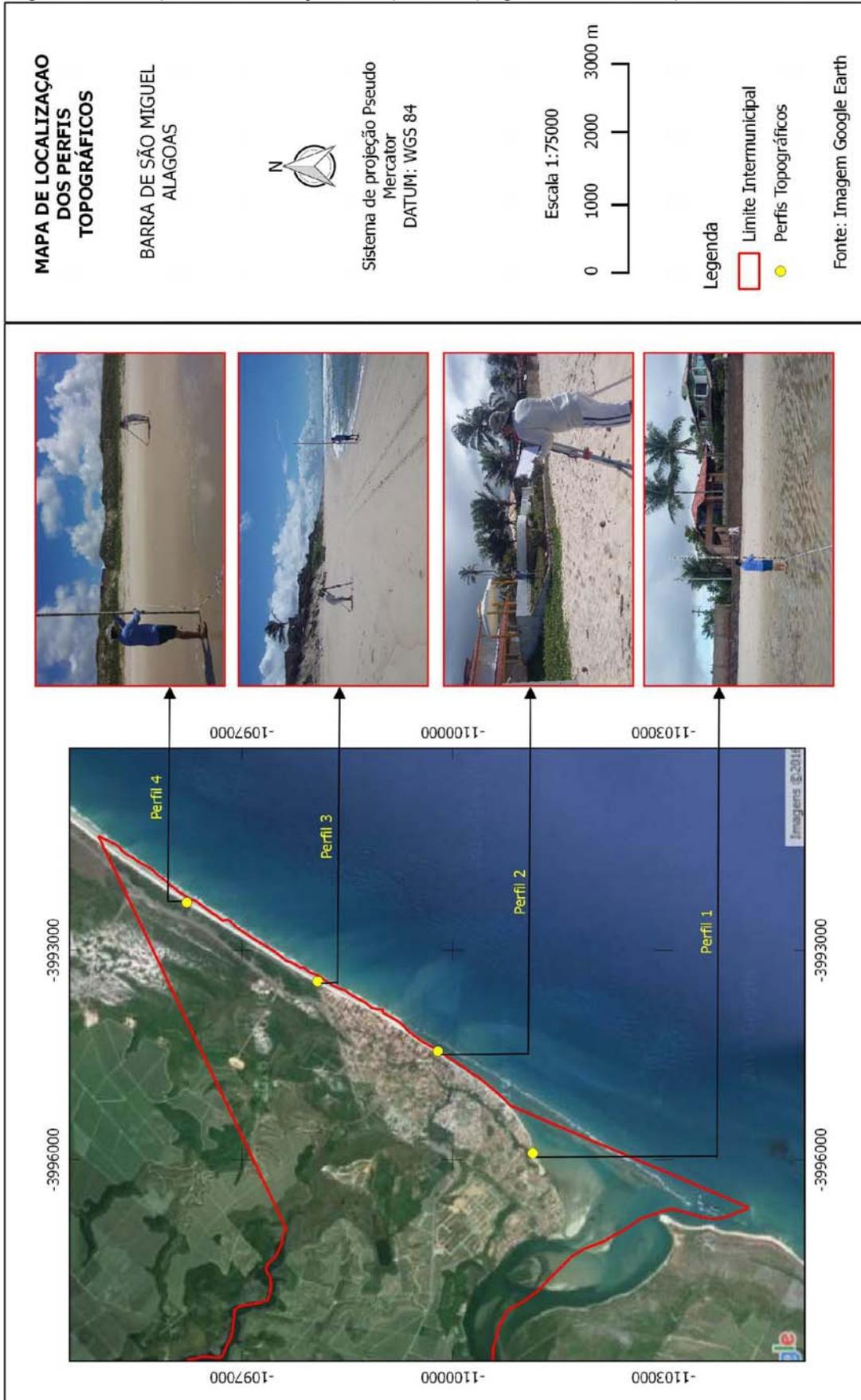
5.2.2 Levantamento Topográfico e Batimétrico

Para a caracterização da face praial, foram levantados 4 perfis topográficos, perpendiculares à linha de costa, equidistantes em aproximadamente 2km, adotando-se, para tanto, o método denominado de nivelamento geométrico simples, segundo o qual, emprega-se o nível topográfico em conjunto com uma régua graduada (mira falante) para a obtenção dos desníveis entre os pontos notáveis.

Antecedendo o início das atividades de nivelamento, foram implantados 4 pontos de amarração altimétrica, designados de Referências de Nível (RN), fixados em locais protegidos da ação das ondas, como próximos à postes, muros e calçadas, todos localizados na região da pós-praia. Estas referências foram utilizadas como pontos de partida para o desenvolvimento dos perfis topográficos.

A figura 40 exhibe a localização e o levantamento dos perfis em campo, onde se padronizou que as campanhas de campo seriam realizadas há cada dois meses (de maio de 2016 a abril de 2017), e que a distância horizontal, em direção ao mar, teria seu início nos RN's localizados na pós-praia, se estenderia pela praia até a antepraia, atingindo durante a maré baixa de sizígia, uma distância média de 10 metros além da linha d'água da baixa mar.

Figura 40 - Mapa de localização dos perfis topográficos em campo.



Fonte: Autoral.

O primeiro perfil está localizado no extremo Sul do litoral, sendo o ponto mais próximo da foz do Complexo Estuarino Lagunar do Roteiro, seguido à Norte pelos demais perfis, espaçados entre si por dois quilômetros de distância, até o perfil quatro, localizado próximo à divisa com o Município de Marechal Deodoro.

Uma vez determinados os perfis praias, verificou-se a dinâmica do transporte e deposição sedimentar através do cálculo do volume de areia por metro linear de praia, ou seja, através da determinação da área compreendida pelas curvas dos perfis, multiplicada por um metro, cujo resultado é a área de um prisma composto por duas superfícies equivalentes e equidistantes por um metro.

Segundo Machado (2007), o desenvolvimento do perfil topográfico com o nível pode se estender além da zona de arrebentação alcançando a profundidade de fechamento, porém, em praias expostas e de elevado gradiente topográfico como às encontradas na área de estudo, torna-se necessário utilizar um ecobatímetro com sistema de posicionamento por satélite (GNSS) acoplado a uma embarcação, de maneira a realizar o levantamento de toda a antepraia até o limite da plataforma continental rasa, ou seja, no caso específico desta pesquisa, até a isóbata de -18m.

Com o intuito de determinar a configuração superficial do fundo marinho, na região da plataforma continental rasa, o levantamento batimétrico utilizou para a sondagem um *chartplotter* modelo GPSMAP 520s da GARMIN, com receptor diferencial de 12 canais paralelos e taxa de atualização contínua de 1/segundo. Este equipamento é composto por uma sonda com transdutor de dupla frequência (50/200 kHz), amplitude de feixe entre 10 e 40 graus e profundidade máxima de operação de 457m, além de um sensor de temperatura da água. Foi utilizado também um receptor GPS 72H da GARMIN que pode ser visualizado na Figura 41 para auxílio na execução dos perfis.

O *chartplotter* foi calibrado no local do levantamento, de acordo com a velocidade de propagação do som na água, na área do levantamento, já que esta velocidade varia com a temperatura e salinidade, como também, configurado para os dados de posição no Sistema de Projeção Universal Transverso de Mercator (UTM), referenciadas ao Datum *World Geodetic System* de 1984 (WGS 84). O trajeto do levantamento batimétrico foi planejado, utilizando como referência, a malha de pontos para coleta sedimentológica definidas anteriormente sobre a plataforma continental rasa (vide Figura 38).

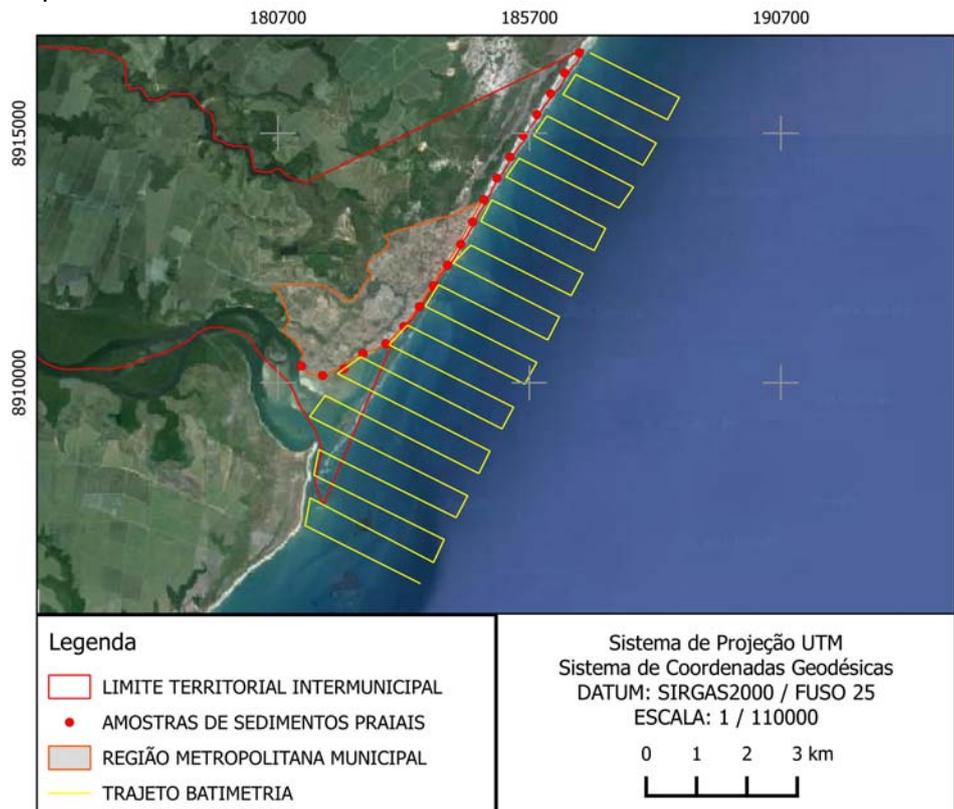
Figura 41 - Ecobatímetro utilizado durante o levantamento batimétrico.



Fonte: Autoral.

Na sequência, as coordenadas geodésicas foram transferidas para um programa de navegação, acoplado a um receptor GNSS, de maneira a posicionar a embarcação no início do percurso, como também, direcioná-la durante a navegação, e assim, efetuar a obtenção de 12 linhas batimétricas perpendiculares à linha de costa com direção Este/Oeste até a isóbata de 18 metros (Figura 42).

Figura 42 - Trajeto do levantamento batimétrico sobre a região da plataforma continental rasa.



Fonte: Autoral.

Por fim, os dados batimétricos foram transferidos para um computador, onde foi realizada a correção de altura de maré e gerada uma planilha para posterior processamento em laboratório.

5.2.3 Estado Morfodinâmico Praial

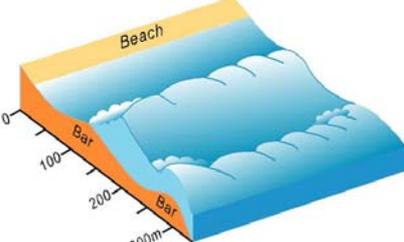
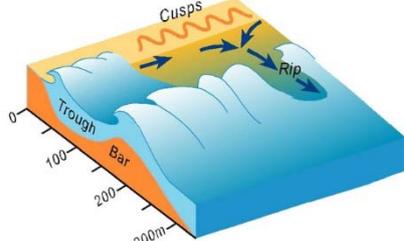
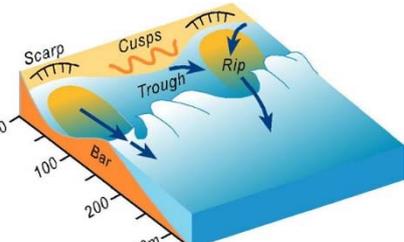
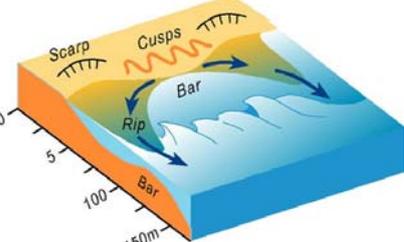
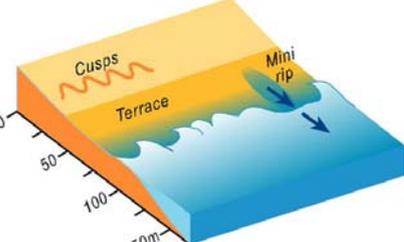
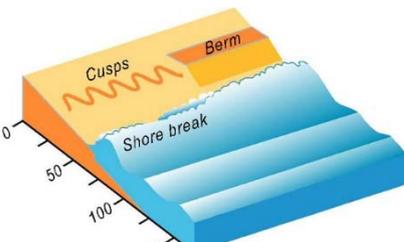
Para a determinação do estado morfodinâmico praial nas regiões dos perfis, foram observadas feições ambientais de relevância qualitativa (Anexo A), relacionadas ao ambiente praial, levando em consideração o modelo de classificação proposto por Wright & Short (1984) para praias arenosas dominadas por ondas, e Short (2006) para praias bordejadas por plataformas rochosas ou recifais. Estes modelos, afirmam que dependendo das condições ambientais, dos sedimentos e das ondas, as praias e zonas de surfe associadas podem ser enquadradas nos estágios dissipativo, intermediário e refletivo.

O modelo proposto por Wright & Short (1984) para classificação morfodinâmicas das praias dominadas por ondas, compreende seis estágios, desde o dissipativo, seguido por quadro estágios intermediários, até o refletivo (Figura 43). Segundo Mallmann *et al.* (2014), esta transição pode se dar de maneira abrupta, sem a necessidade de passar por todos os estágios intermediários

Adicionalmente, em função da possibilidade de aprimorar a identificação *in-loco* das feições morfodinâmicas do litoral da área de estudo, esta pesquisa levou em consideração as metodologias e resultados obtidos nos trabalhos de Silveira *et al.* (2011) e Mallmann *et al.* (2014) (Tabela 2), que utilizaram e adaptaram a classificação proposta por Wright & Short (1984), para realizar a interpretação semântica de imagens orbitais, de maneira a identificar e caracterizar os estados morfodinâmicos de regiões praias.

Silveira *et al.* (2011) e Mallmann *et al.* (2014) destacam ainda, que a metodologia empregada, apresenta determinadas limitações, visto que a interpretação de imagens orbitais é diretamente influenciada pela resolução e qualidade das imagens, pela cobertura de nuvens, luminosidade, transparência da água e pelas condições de ondas no momento da captura da imagem.

Figura 43 - Modelo de Wright & Short (1984) para classificação morfodinâmica das praias dominadas por ondas.

Feições Indicadoras	Estados Morfodinâmicos	
<p>Zona de surfe bem desenvolvida; Baixo gradiente topográfico e elevado estoque sobaquoso de areia, sob a forma de bancos; Arrebentação deslizante; Incidência de ondas altas e esbeltas; e Areia fina.</p>	<p>DISSIPATIVO</p>	
<p>Face praial contínua; Pode apresentar terraço de baixa-mar (areia fina) e/ou praia refletiva com cúspides (areia média); A barra é geralmente cortada por correntes de retorno; e As cavas são geralmente profundas.</p>	<p>INTERMEDIÁRIO Bancos e cavas longitudinais</p>	
<p>Apresenta barra externa, separada por calha profunda; A barra varia em largura e elevação ao longo da costa; As ondas quebram ao longo das barras próximas à costa, formando cúspides praias; e As correntes de retorno fluem através das calhas profunda laterais à barra, com formação de bermas na face praial.</p>	<p>INTERMEDIÁRIO Banco e praia rítmicos</p>	
<p>Apresenta barras transversais ou perpendiculares interligadas à praia e separada por canais mais profundos; As ondas quebram com mais vigor na região das barras mais rasas; A costa apresenta estruturas rítmicas na região das barras próximas a praia; e Correntes de retorno são identificadas nas laterais da barra.</p>	<p>INTERMEDIÁRIO Barra transversal e correntes de retorno</p>	
<p>Apresenta o menor nível de energia entre os estágios intermediários; e É caracterizado pela face praial íngreme, conectada no nível de baixa-mar a um terraço plano que pode apresentar bancos e calhas paralelos à praia e pequenas correntes de retorno (<i>mini rips</i>).</p>	<p>INTERMEDIÁRIO Terraço de baixa-mar</p>	
<p>Caracterizado pelo acentuado gradiente topográfico e pela redução da largura da zona de surfe; As ondas quebram na face praial com grande turbulência. Nestes casos a granulometria pode ser grossa e o estoque de sedimento se situa na porção subaérea da praia; e Apresenta a formação de cúspides e bermas durante a preamar.</p>	<p>REFLETIVO</p>	

Fonte: Adaptado de SLSA (2009).

Tabela 2 - Indicadores utilizados para a classificação morfodinâmica de praias dominadas por ondas.

Estados Morfodinâmicos	Feições Indicadoras	Observações
Dissipativo	Bancos Múltiplos	Espuma deixada pela quebra das ondas, a qual aparece em branco nas imagens pela maior reflexão da energia luminosa.
	Zonas de surfe extensa	Largura se zona de surfe superior a 100m.
	Zona de espraiamento extensa	Largura superior a 10m, indicando baixa declividade de praia.
	Declividade do pós-praia	Baixa declividade indica alto grau de dissipação de energia na zona de surfe.
Intermediário	Banco Longitudinal, Rítmico ou Transversal	Padrão longitudinal da espuma deixada pela quebra das ondas; Pontos de quebra (espuma) intervalados com zona sem quebras são indícios da presença de bancos rítmicos ou transversais, enquanto padrões de quebra de ondas contínuo ao longo da costa são indicativos de bancos longitudinais.
	Cúspide e/ou Mega-Cúspide	Feições rítmicas na linha de costa de pequena (<100m) e grande (>100m) escalas, respectivamente.
	Corrente de Retorno	Observada pela tonalidade da água próximo à zona de arrebentação. Devido à sua alta capacidade de transporte, sua presença é associada à tonalidade similar à dos sedimentos da praia, indicando a presença de sedimentos em suspensão.
	Zona de Espraiamento Curta	Largura entre 5 e 10m, indicando declividade moderada.
Refletivo	Quebra das ondas na base da zona de espraiamento	Como esse tipo de praia não apresenta bancos, a quebra de ondas só ocorre nas proximidades da zona de espraiamento, que é estreita devido à alta declividade da face praial.
	Cúspide	Feição rítmica na linha de costa com pequena escala (<100m)

Fonte: Silveira *et al.* (2011).

5.2.4 Determinação da linha de preamar máxima

Para a determinação da posição atual da linha de preamar máxima, considerou-se como indicadores ambientais as feições morfológicas definidas por bermas, linha de vegetação e cúspides praias, além de indicadores antrópicos, como muros, cercas e rampas.

A posição atual da linha de preamar máxima foi determinada através do sistema de posicionamento espacial denominado GNSS (*Global Navigation Satellite System*) onde, utilizando técnicas de posicionamento relativo semicinemático (*Stop and Go*) e tomando-se as feições morfológicas como guias norteadoras, percorreu-se o litoral da Barra de São Miguel, determinando assim as coordenadas geodésicas da linha de costa. O diferencial desta técnica está no tempo de permanência em cada estação e na produtividade obtida durante os trabalhos de campo. Para tanto, utilizou-se um par de receptores GPS L1 PROMARK 2 para realizar o rastreo do litoral, onde um receptor serviu como base, permanecendo fixo sobre a estação de referência (IBGE SAT-AL-02), coletando dados, enquanto o outro receptor móvel (Rover), percorreu os pontos de interesse em intervalos de permanência de 30 segundos em cada ponto (Figura 44 e 45).

Figura 44 - Receptor Rover: Levantamento da posição atual da linha de preamar.



Figura 45 - Receptor Base: Utilizado como ponto de referência para o ajustamento das coordenadas.



Para o processamento e pós-processamento dos dados obtidos pelo receptor GNSS, utilizou-se o software Ashtech Solutions 2.7, que ao fim dos trabalhos forneceu as coordenadas geodésicas ajustadas do conjunto de pontos definidores da linha de preamar máxima.

5.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

5.3.1 Análise granulométrica

Segundo Dias (2004), a análise granulométrica consiste na determinação das dimensões das partículas que constituem as amostras e no tratamento estatístico dessa informação. Albino (1993) afirma ainda, que esta análise é de fundamental importância para o conhecimento do processo de sedimentação atuante em diferentes ambientes, podendo-se assim, aferir sobre a direção predominante do transporte litorâneo, bem como sobre a hidrodinâmica de seu local de deposição.

Assim, para efetuar a descrição adequada de um sedimento, torna-se necessário proceder a uma análise pormenorizada, utilizando classes granulométricas com pequena amplitude. Quanto menor for a amplitude das classes, melhor é a descrição da variabilidade dimensional das partículas que constituem o sedimento (DIAS, 2004).

Para a determinação do tamanho dos sedimentos e seus parâmetros estatísticos, adotou-se nesta pesquisa o método de análise granulométrica adotado por Russel & Taylor (1937); Suguio (1973); Carver (1971) e Folk & Ward (1957).

Para tanto, as amostras coletadas na região do estirâncio e na plataforma continental rasa, foram analisadas no Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha (LGGM-CTG-UFPE), quanto às suas características granulométricas através do peneiramento úmido e a seco (BRIGGS, 1977), e posterior análise morfoscópica com lupa binocular.

As etapas metodológicas para análise granulométrica das amostras, estão descritas a seguir:

- a) Secagem das amostras à temperatura de 60 °C em estufa;
- b) Quarteamento da amostra para a extração de 100 gramas do total da amostra;
- c) Com as 100g é realizado o peneiramento úmido que consiste na lavagem do sedimento utilizando peneiras com malha de 2mm, entre <2,000mm e >0,062mm e menores de 0,062mm. De maneira a separar as frações tipo cascalho, areia, silte e argila, e para retirar todos os sais solúveis, a fim de evitar a aglutinação dos grãos;

- d) Após a separação pelo peneiramento úmido essas frações são secas em estufa a 60 °C;
- e) Após a secagem na estufa, a fração areia é submetida ao peneiramento à seco com a finalidade de separar as seguintes frações: 1,000mm, 0,500 mm, 0,250mm, 0,125 mm e 0,062mm. Esta etapa ocorre em um conjunto de peneiras sobrepostas de forma que as inferiores estejam com a malhas mais finas que as superiores, de forma a manter uma hierarquização quanto ao diâmetro do grão (Tabela 3);

Tabela 3 - Classificação granulométrica adotada no programa SYSGRAN 3.0.

Tamanho do grão		Classificação verbal Wentworth (1922)
fi (ϕ)	mm	
-2 a -1	4 a 2	Granulo
-1 a 0	2 a 1	Areia muito grossa
0 a 1	1 a 0,5	Areia grossa
1 a 2	0,5 a 0,25	Areia média
2 a 3	0,25 a 0,125	Areia fina
3 a 4	0,125 a 0,0625	Areia muito fina
4 a 8	0,0625 a 0,0039	Silte
>8	<0,0039	Argila

Fonte: Adaptado de CAMARGO (2006).

- f) Em seguida todas as frações, isto é, >2,000mm, 1,000mm, 0,500mm, 0,250mm, 0,125mm e 0,062mm foram pesadas e os resultados inseridos numa ficha de análise granulométrica para posterior análise dos parâmetros estatísticos;
- g) Na sequência, os resultados da pesagem das frações foram inseridos nos softwares SYSGRAN para análise dos parâmetros estatísticos e para confecção dos gráficos representativos.

A análise das propriedades morfoscópias dos sedimentos (Tabela 4) foi realizada com o emprego de uma lupa binocular sobre as frações de 1 ϕ a 2 ϕ e comparadas com a classificação proposta por Pettijohn *et al.* (1977). A análise

composicional de cada amostra foi obtida mediante a seleção de 100 grãos onde foram separados os grãos bioclásticos dos grãos de quartzo.

Tabela 4 - Caracterização do grau de arredondamento, esfericidade e textura superficial dos grãos.

Arredondamento	Esfericidade	Textura Superficial
Muito anguloso	Alta	Fosca
Anguloso	Baixa	Brilhante
Sub-anguloso		
Subarredondado		
Arredondado		
Bem arredondado		

Fonte: Pettijohn *et al.* (1977).

5.3.1.1 Significado dos parâmetros estatísticos

Segundo Costa & Mil-Homens (2010), os parâmetros estatísticos das distribuições granulométricas constituem a base para a classificação de ambientes sedimentares. Apesar de não existir consenso na comunidade científica, vários investigadores propuseram diferentes critérios para distinguir diferentes ambientes de deposição, tendo por base as distribuições granulométricas, e assumindo que cada ambiente pode ser tipificado por uma gama característica de condições de energia.

Sendo assim, a interpretação das amostras em classes granulométricas foi efetuada através dos parâmetros estatísticos definidos por Folk & Ward (1957), baseado na escala de classificação granulométrica adotada por Wentworth (1922).

a) Diâmetro Médio

O diâmetro médio fornece o valor do centro de gravidade da curva de distribuição de frequência (QUEIROZ, 2008). Do ponto de vista sedimentológico a granulação média de um sedimento é de interesse porque indica a ordem de magnitude dos tamanhos das partículas. Curvas de valores de granulometrias médias em função da distância podem mostrar as leis que regem essas relações (SUGUIO, 1973).

b) Desvio Padrão

O desvio padrão ou selecionamento pode ser usado como uma medida de dispersão, que significa a tendência de os grãos se distribuírem em torno do valor da média (SUGUIO, 1973).

Segundo Nichols (2009), sedimentos bem selecionados implicam em grãos com pequena dispersão dos seus valores granulométricos, ou dos valores das medidas de tendência central. Com o aumento do transporte ou da agitação do meio as partículas de diferentes tamanhos tendem a ser separadas por tamanho.

As escalas qualitativas para a descrição do grau de seleção foram descritas por Queiroz (2008) na tabela 5:

Tabela 5 - Limites de classificação do Desvio Padrão.

DESVIO PADRÃO	Grau de Seleção
$\sigma < 0,30$	Muito bem selecionado
0,30 a 0,50	Bem selecionado
0,50 a 1,00	Moderadamente selecionado
1,00 a 2,00	Pobremente selecionado
2,00 a 4,00	Muito pobremente selecionado
$\sigma > 4,00$	Extremamente mal selecionado

Fonte: adaptado de Queiroz (2008).

c) Assimetria

A assimetria representa a medida de espalhamento em torno da média, e está associado ao grau de seleção da amostra, indicando a predominância ou não de uma dada granulometria (VELOSO, 2001). Em adição, Suguio (1973) afirma que é uma medida utilizada para calcular a tendência dos dados de se dispensarem de um ou do outro lado da média e, como pode ocorrer à direita ou à esquerda do diâmetro médio, assume valores positivos ou negativos. Um valor positivo para assimetria indica um excesso de partículas finas. Em contraste, uma assimetria negativa significa um excesso de partículas mais grossas (BRAGA *et al.*, 2007). As escalas qualitativas para a descrição do grau de assimetria foram descritas por Queiroz (2008) na tabela 6:

Tabela 6 - Limites de classificação da assimetria.

ASSIMETRIA	Grau de tendência assimétrica
-1,00 a -0,30	Assimetria muito negativa
-0,30 a -0,10	Assimetria negativa
-0,10 a +0,10	Aproximadamente simétrica
+0,10 a +0,30	Assimetria positiva
+0,30 a +1,00	Assimetria muito positiva

Fonte: adaptado de Queiroz (2008).

d) Curtose

A curtose representa o grau de agudez dos picos de frequência granulométrica (SUGUIO, 1973). Pode ser também definida como o grau de achatamento de uma curva em relação a uma curva representativa de uma distribuição normal (TAVARES *et al.*, 2010). Para este autor, designa-se como leptocúrtica a curva com um pico elevado, platicúrtica a curva achatada e mesocúrtica a situação intermediária. Os valores de curtose muito altos ou muito baixos podem sugerir que um tipo de material foi transportado de uma determinada área-fonte e depositado sem perder suas características originais (FOLK & WARD, 1957).

As escalas qualitativas para a descrição do grau de picosidade (Tabela 7), segundo a classificação de Folk & Ward (1957) são:

Tabela 7 - Limites de classificação da curtose.

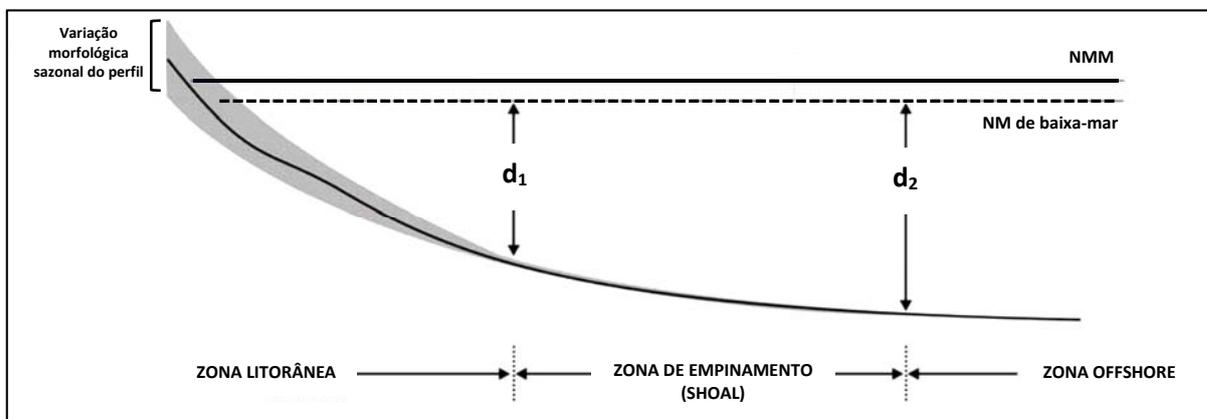
CURTOSE (K)	Grau de tendência assimétrica
$K < 0,67$	Muito platicúrtica
0,67 a 0,90	Platicúrtica
0,90 a 1,11	Mesocúrtica
1,11 a 1,50	Leptocúrtica
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtica
$K > 3,00$	Extremamente leptocúrtica

Fonte: adaptado de Queiroz (2008).

5.3.2 Determinação da Profundidade de Fechamento

Para delimitação da profundidade de fechamento, Hallermeier (1981) subdividiu o perfil transversal à costa em três regiões, do mar em direção ao continente, em níveis crescentes de mobilidade do sedimento no fundo marinho. A primeira região corresponde à zona *offshore*, localizada na plataforma continental rasa; a segunda, denominada zona de empinamento, à antepraia inferior; e a zona litorânea, à antepraia média a superior (Figura 46).

Figura 46 - Zonação tripartite do perfil de praias arenosas.



Fonte: Adaptado de Hallermeier (1981).

Os limites entre estas zonas são indicados pelas profundidades de fechamento interna d_1 e externa d_2 . O primeiro foi baseado na condição de alturas de ondas significativas extremas na zona litorânea, determinando, a mesma, o limite da profundidade do perfil onde ainda ocorre um intenso transporte de sedimentos e mudanças extremas da morfologia do fundo. O segundo está compreendido na região da antepraia inferior, onde o transporte sedimentar é mínimo, e as alterações no relevo do fundo da plataforma são inexpressíveis, na qual representa o limite externo da mobilização de sedimentos pela ação das ondas geradas por eventos extremos.

Nesta pesquisa, foram aplicados os conceitos de profundidade de fechamento para regiões de fundos arenosos, definida pelas equações empíricas de Hallermeier (1981) (equação 3 e 4) e Birkemeier (1985) (equação 6 e 7), segundo a qual, a profundidade é estabelecida para o nível zero igual a 1m acima do nível de baixa mar, considerando a influência da amplitude da maré, que em locais de macro-maré,

poderia indicar um valor acima da baixa mar, caso se tomasse o nível de preamar como referência (Nicholls *et al.* 1995).

$$d_1 = 2 \bar{H}_s + 11\sigma \quad (3.0)$$

Onde, d_1 define a profundidade do perfil localizado entre a antepraia superior e média; \bar{H}_s é a altura média significativa anual das ondas (m); e σ representa o desvio padrão anual das ondas significativas.

Outra equação, menos simplificada, estabelecida por Hallermeier (1981) foi empregada para a determinação da profundidade de fechamento (d_1) (equação 4). Para tanto, o mesmo se baseou na condição de que as ondas significativas extremas na zona litorânea, têm 0,137% de probabilidade de ocorrerem durante o ano, delimitando estas uma região de intensa atividade na camada do fundo marinho.

Na formulação de sua teoria, d_1 é considerado como sendo um valor crítico para o início do movimento das partículas de sedimento na camada superficial da plataforma induzida pela onda, determinando assim um parâmetro na forma de um número Froude (ϕ_c):

$$\phi_c = \frac{U_b^2}{\gamma g d} = 0,03$$

Onde, U_b = a velocidade máxima horizontal induzida pela onda próximo à camada de fundo; g = aceleração da gravidade; γ = densidade efetiva (diferença de densidade entre o grão e o fluido) e d = a profundidade da água.

O valor crítico (0,03) implica que a energia cinética fluida será suficiente para elevar um volume de grãos de sedimento imerso a determinada distância acima da camada de fundo. Uma aproximação analítica da profundidade de fechamento para sedimentos arenosos de quartzo em água do mar foi então proposta pela equação (1):

$$d_1 = 2,28H_{s0,137} - \frac{68,5H_{s0,137}^2}{gT_s^2} \quad (4.0)$$

Onde,

$$H_{s0,137} = \bar{H}_s + 5,6\sigma \quad (5.0)$$

Afim de realizar uma comparação entre projeções extremas e moderadas da profundidade de fechamento em regiões de fundos arenosos, a determinação de (d_1) também foi obtida através das equações determinadas por Birkemeier (1985) (equação 6 e 7), onde este modificou a equação de Hallermeier (1981), através do ajuste de coeficientes específicos determinados pela observação visual de perfis litorâneos, localizados em Duck, Carolina do Norte.

$$d_1 = 1,75s_{0,137} - 57,9 \frac{H_{S0,137}^2}{g\bar{T}_s^2} \quad (6.0)$$

$$d_1 = 1,57\bar{H}_{S0,137} \quad (7.0)$$

Onde:

σ = desvio padrão;

T_s = média anual do período significativo;

g = aceleração da gravidade (9,8 m/s²);

H_s = a média anual das ondas significativas; e

$H_{S0,137}$ é a altura de onda significativa que tem uma frequência de 0,137% (12 horas) por ano, que é obtida pela equação 5.

Almeida *et al.* (1999) afirma que as equações de Birkemeier produzem uma estimativa menor da profundidade de fechamento que a equação de Hallermeier, para determinadas condições de onda. Isso caracteriza que a abordagem de Birkemeier é menos extrema e fornece uma estimativa não tanto cautelosa quando comparada com a de Hallermeier, cuja equação apresenta valores superestimados da profundidade de fechamento.

A profundidade mais externa (d_2) também foi determinada por Hallermeier (1981) através da equação 8:

$$d_2 = (\bar{H}_s - 0,3\sigma)\bar{T}_s \left(\frac{g}{5000D} \right)^{0,5} \quad (8.0)$$

Onde:

\bar{T}_s representa a média anual do período significativo das ondas;

\bar{H}_s é a média anual das alturas das ondas significativas;

g é a aceleração da gravidade (9,8m/s²);

D é o diâmetro médio do sedimento (m); e

σ representa o desvio padrão anual das ondas significativas.

Desta forma, segundo Muehe (2004), os resultados de d_1 e d_2 representarão as dimensões mínimas e máximas para a profundidade de fechamento, considerando, para tanto, a interação das ondas em fundos arenosos.

Os parâmetros históricos do clima de ondas, ou seja, período médio (T_m), altura significativa (\bar{H}_s), altura máxima (H_m) e direção da onda (Do), para o litoral da área de pesquisa, foram determinados através da compilação dos dados temporais obtidos junto ao *site* do Centro de Previsão de Tempo e Estudo Climáticos (CPTEC/INPE).

Segundo Assis (2007), a altura significativa (\bar{H}_s) é uma definição estatística que corresponde à média do terço superior das maiores ondas, portanto foi calculada a partir do ordenamento crescente de todas as alturas registradas mensalmente e o conjunto dividido em três grupos; desses, escolhido o das maiores ondas e calculada a altura média desse grupo.

Por fim, para a determinação dos resultados, os dados foram processados em planilha eletrônica, sendo efetuada análise comparativa e estatística dos parâmetros nos períodos monitorados.

5.3.3 Retrogradação Litorânea

O estabelecimento do recuo do litoral ou retrogradação (zona não edificante) está relacionado à quantificação da retrogradação da linha de costa, associada a ação da elevação do nível médio do mar e de seus agentes modeladores.

O limite terrestre do litoral da área de estudo, foi determinado através da equação de Bruun (1962), idealizada para praias arenosas (vide equação 1). Onde, o comprimento do perfil ativo (l) foi obtido medindo-se a distância entre a elevação máxima do perfil ativo (altitude da linha de costa (h)) e a profundidade de fechamento (d_1).

Altura do perfil ativo (H) foi determinada através da equação 10:

$$H = h + (1,75 \times d_1) \quad (10)$$

Onde, de acordo com Nicholls *et al.* (1995), a mesma representa o somatório da altura da feição emersa ativa com a profundidade de fechamento do perfil para um período de 100 anos (equação 11).

$$d_{1,100} = 1,75 \times d_1 \quad (11)$$

Esta pesquisa adotou a metodologia empregada por Assis (2007) para a determinação da retrogradação litorânea (R), com base numa avaliação de risco potencial, através da utilização dos limites definidos pela profundidade de fechamento (d_1) e limite oceânico (d_2). Onde, através destas, será possível inferir uma faixa costeira não edificante, determinada pela linha de retrogradação prognosticada em função do efeito de elevação do nível do mar.

O conceito de risco potencial pode ser definido como a combinação entre o grau de vulnerabilidade física (que revela a fragilidade, resistência e suscetibilidade de um determinado ambiente aos perigos) e a distribuição espacial da ocupação humana. Por sua vez, o conceito de vulnerabilidade física pode ser definido como sendo o estado de fragilidade natural de determinada costa à eventos erosivos de curta ou longa escala temporal (LINS-DE-BARROS, 2005b).

Os efeitos de diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível marinho (Tabela 8) dependem das características geomorfológicas e litológicas da região, e podem variar desde nenhum até erosão e inundações segundo tipologia apresentada por Nicholls *et al.* (1995), o que requer uma análise específica da compartimentação do litoral, levando em consideração essas variáveis (ASSIS, 2007).

Tabela 8 - Resposta de diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível do mar.

Tipo de Costa	Resposta
Costa rochosa (alta)	Ausência de retrogradação
Costa rochosa (baixa)	Ausência de retrogradação
Falésia erodível	Erosão
Praia arenosa	Erosão
Praia de seixos	Erosão
Litoral lamoso	Erosão ou inundação
Costa baixa	Inundação
Litoral pantanoso	Inundação
Mangue	Inundação
Atol de coral	Inundação

Fonte: Nicholls *et al.* (1995).

De maneira a categorizar o grau de vulnerabilidade da costa a erosão marinha, aplicou-se a classificação sugerida por Dal Cin & Simeoni (1994) à proposta definida por Nicholls *et al.* (1995), se estabelecendo, portanto, três graus de vulnerabilidade:

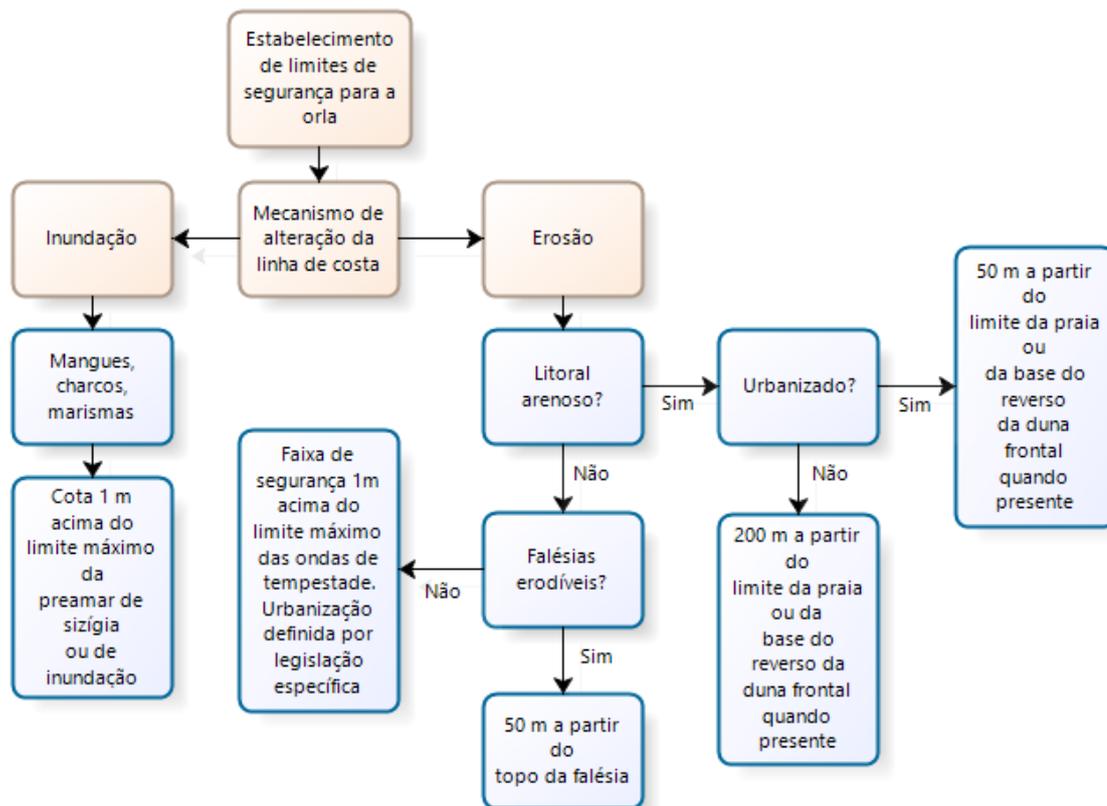
- a) Baixo: praia bem desenvolvida, sem obras de contenção;
- b) Médio: estabilidade frágil, com obras de fixação na área de pós-praia; e
- c) Alto: praia reduzida, sem área de pós praia, forte presença de obras de proteção costeira e ocupação desordenada.

Visto a ausência de legislação local para a determinação do limite terrestre não edificante, este trabalho levou em consideração para tanto, a Lei 7.661/88 (Plano nacional de gerenciamento costeiro) e a proposta definida por Muehe (2001), das quais é possível estabelecer uma faixa mínima de proteção e de manutenção da estética da paisagem, conforme critérios descritos a seguir e exemplificado na Figura 47:

- a) *Orla terrestre urbanizada*: Limite de 50m contado a partir da fronteira da praia ou a partir da base do reverso da duna frontal, quando existente;
- b) *Orla terrestre não urbanizada*: Limite de 200m contado a partir do limite da praia ou partir da base do reverso da duna frontal, quando existente;
- c) *Lagunas ou lagoas costeiras*: 50m contados a partir do limite da praia ou da borda superior da margem;
- d) *Estuários*: 50m contados a partir do limite da praia ou da borda superior em ambas as margens e ao longo das mesmas até onde cessar a penetração da água do mar; e
- e) *Áreas inundáveis*: Limite definido por uma isolinha localizada a uma cota de pelo menos 1m acima do limite da área atualmente alcançada pela preamar de sizígia.

Segundo o autor citado, a diminuição dos limites mínimos poderá ocorrer quando houver tendência progracional da linha de costa, expressa em taxas anuais ou o local se situar em áreas abrigadas, desde que justificado tecnicamente, sem prejuízo da competência estadual ou municipal para estabelecer medidas mais restritivas.

Figura 47 - Limites mínimos da orla segundo as características morfológicas do litoral.



Fonte: Adaptado de Muehe (2001).

Por fim, para realizar a interpretação e representação cartográfica dos níveis de vulnerabilidade da área de estudo, subdividiu-se a faixa litorâneo do Município em dois setores, levando em consideração às diferentes altitudes da linha de costa, a variação da largura do perfil ativo, a geologia, a geomorfologia e a ocupação antrópica.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

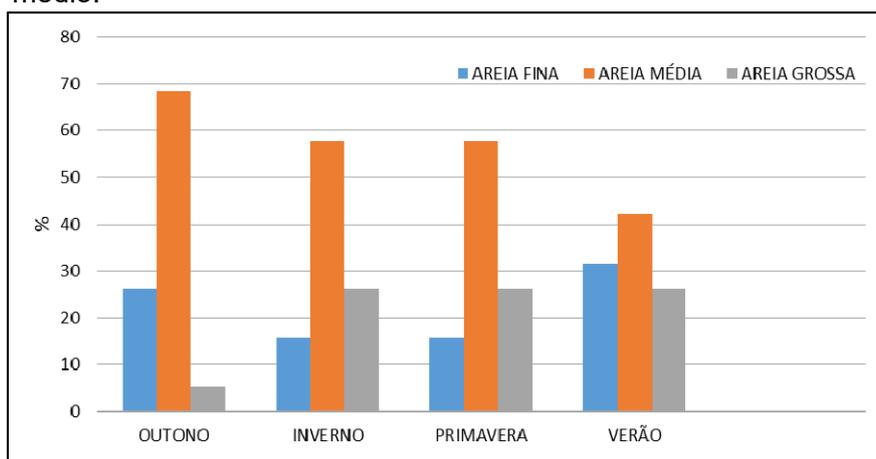
6.1 MORFODINÂMICA PRAIAL

6.1.1 Distribuição sazonal da granulometria

Para a determinação dos resultados, os valores foram quantificados quanto às porcentagens (%) dos parâmetros granulométricos para cada amostra analisada nos períodos correspondentes à cada estação climática, e em seguida, discutidos quanto suas representatividades estatísticas.

Diâmetro Médio: Em relação à definição das classes granulométricas, quanto ao diâmetro médio dos grãos (Figura 48), foi possível observar que as areias médias predominaram nas 4 estações monitoradas, se destacando o outono e verão por apresentar as maiores e menores amplitudes, cerca de 68,42% e 42,10%, respectivamente. Já o inverno e primavera registraram um equilíbrio componencial, ou seja, 15,78% dos sedimentos possuem diâmetro fino, 57,89% diâmetro médio e 26,31% diâmetro grosso.

Figura 48 - Distribuição sazonal das amostras quanto ao diâmetro médio.

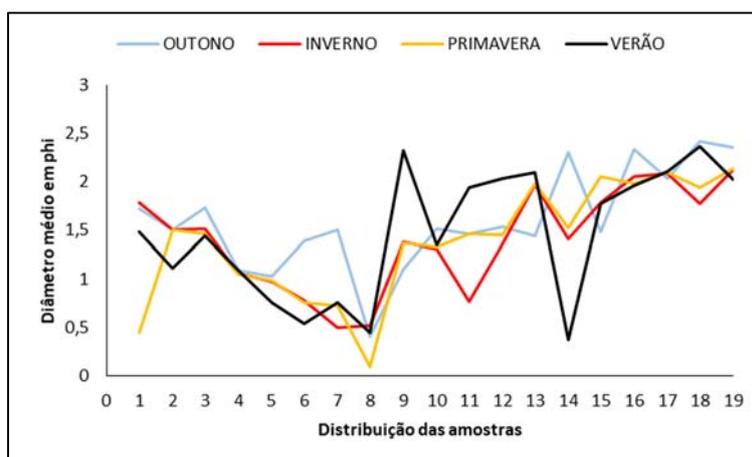


Segundo Briggs (1977), Martins (2003) e Bird (2008), em praias com a presença de desembocaduras fluviais, como é o caso do litoral da área de estudo, onde estão inseridas as desembocaduras dos Rios São Miguel e Niquim, é comum a presença de sedimentos de granulometria de média a grossa aportados pelos rios.

A presença destes sedimentos pode ser o resultado de três processos ligados à dinâmica costeira, ou seja: pela remoção dos sedimentos finos pela ação das ondas, favorecendo a formação de um depósito de refugo (lag), ou seja, a areia mais grossa permanece como um sedimento relictos (FRIEDMAN, 1967); pelo aumento no aporte de sedimentos mais grossos trazidos pelos rios (BIRD, 2008); ou por processos associados a eventos de tempestade.

Ao analisar a Figura 49, observa-se um padrão de distribuição granulométrica com aumento gradual do diâmetro médio dos grãos de médio a grosso no intervalo amostral entre 1 e 8. Esta relação pode ser resultado da proximidade destes com as desembocaduras fluviais, em conjunto com a ação direta da linha contínua de *beachrocks*, que está disposta paralela à linha de costa, determinando o carreamento de sedimentos mais finos pelas correntes longitudinais neste trecho do litoral.

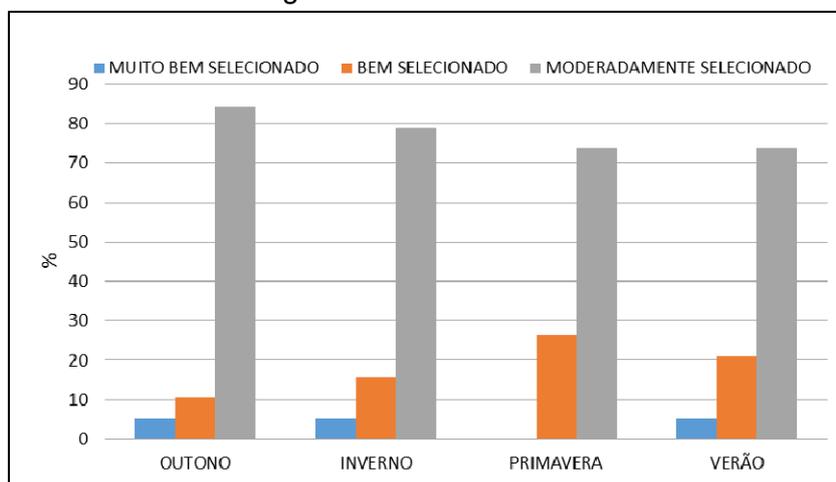
Figura 49 - Gráfico de distribuição espacial das amostras pelo diâmetro médio dos grãos.



As demais amostras apresentaram uma redução gradual do diâmetro do grão ao longo da linha de costa, desde areia média na amostra 9, até areia fina na amostra 19. Este comportamento distributivo ocorre provavelmente porque durante os períodos investigados os sedimentos mais grossos estão distribuídos próximos aos canais dos rios, ou estão sendo carreados pela corrente longitudinal e depositados em outras regiões da praia, como por exemplo, sobre a região protegida pelos *beachrocks*.

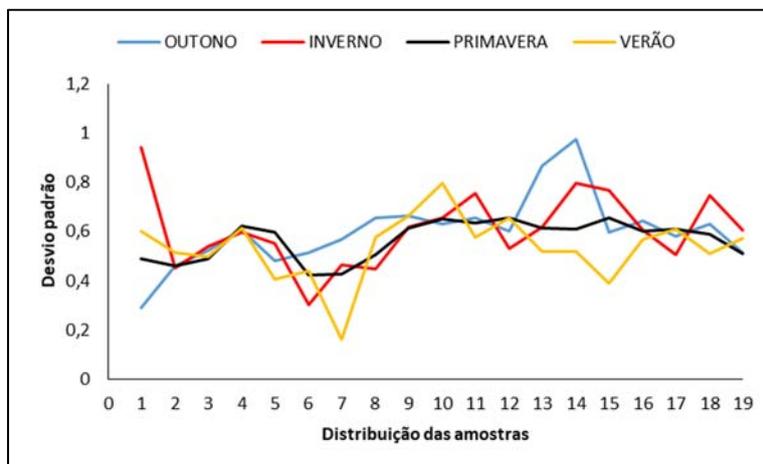
Desvio Padrão (σ): No que se refere ao desvio padrão ou selecionamento das amostras, às classificadas como moderadamente selecionadas prevaleceram em todas as estações climáticas monitoradas; seguidas pelas bem selecionadas e muito bem selecionadas (Figura 50). A estação do outono se destaca pelo maior índice percentual de sedimentos classificados como moderadamente selecionados, representando cerca de 84,21% das amostras neste período. Foi possível observar ainda, a ausência de sedimentos muito bem selecionados durante a primavera, talvez substituídos pelo aumento no percentual de sedimentos bem selecionados, quando comparado as demais estações climáticas.

Figura 50 - Distribuição sazonal das amostras quanto ao selecionamento dos grãos.



Esses resultados corroboram com Martins (2003), no qual afirma que os sedimentos de praia, em geral, são moderadamente a bem selecionados, devido à ação seletiva das ondas, enquanto que os sedimentos fluviais são pobremente a moderadamente selecionados. Com base nesta afirmação, a predominância de sedimentos moderadamente e bem selecionados no litoral da área de estudo (Figura 51), indica que os sedimentos distribuídos ao longo da costa são praias.

Figura 51 - Gráfico de distribuição espacial das amostras pelo Desvio Padrão.

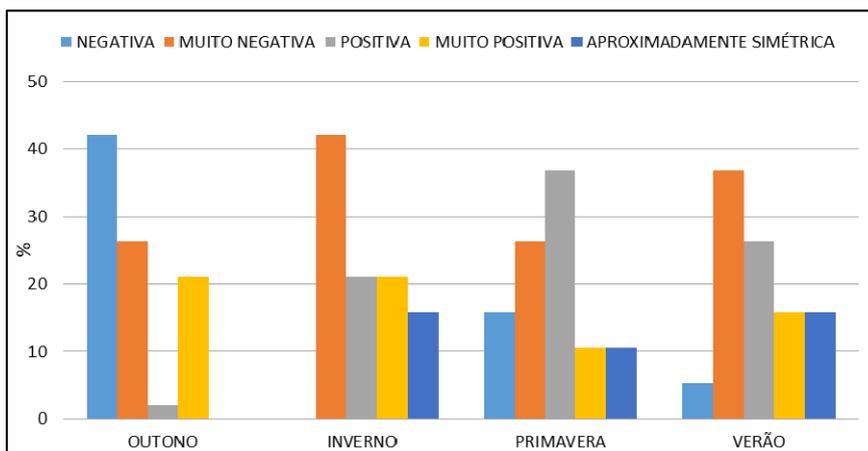


As amostras que apresentaram sedimentos muito bem selecionados, sugerem a presença de sedimentos eólicos, já que o vento exerce um papel mais seletivo que as correntes marinhas como agente de transporte, como constatado em trabalhos anteriores como os de Mason & Folk (1958); Friedman (1962); Martins, (1967); Tabajara & Martins (2006) e Amim Jr. & Dillenburg (2010).

A ausência de sedimentos pobremente selecionados em praias com a presença de desembocaduras fluviais, como é o caso da região estudada, pode ser explicada, com base nas afirmações de Folk (1974), Briggs (1977) e Emery (1978). Esses autores relatam que o reduzido aporte e transporte de sedimentos fluviais de diferentes frações para a zona costeira em determinadas épocas do ano, faz com que os sedimentos sejam melhor selecionados próximo à área fonte, ou o retrabalhamento no ambiente deposicional está sendo eficaz no selecionamento das partículas, impedindo assim, que sejam geradas subpopulações granulométricas.

Assimetria: Ao se analisar o comportamento evolutivo da assimetria entre as estações monitoradas (Figura 52), verifica-se que durante o outono não foram identificados sedimentos aproximadamente simétricos, prevalecendo a assimetria negativa a muito negativa, característicos de ambientes praias. No inverno prevaleceram os sedimentos de caráter muito negativo, já sendo identificados dentre as amostras, sedimentos aproximadamente simétricos. A estação da primavera foi a única que apresentou predomínio de sedimentos positivos, sendo este típico de ambientes fluviais e dunares. No verão há a inversão do caráter assimétrico dos sedimentos, prevalecendo os com características muito negativa.

Figura 52 - Distribuição sazonal das amostras quanto a assimetria dos grãos.



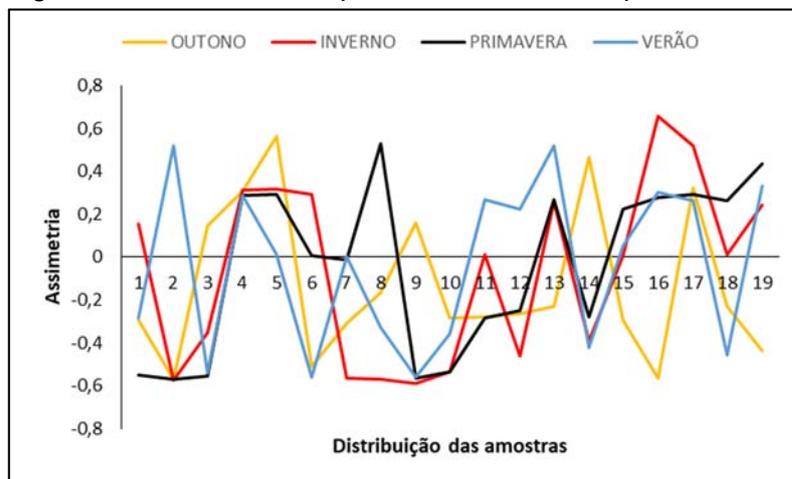
Marconi & Abrahão (1975) e Tabajara & Martins (2006) também evidenciaram uma tendência à assimetria negativa em depósitos praias. Amim Jr. & Dillenburg (2010), estudando depósitos atuais e pretéritos na barreira holocênica da Pinheira (SC), também conseguiram estabelecer diferenças entre depósitos eólicos (dunas frontais) e praias (face praias) através dos parâmetros sedimentológicos, entre eles a assimetria positiva e negativa, respectivamente.

Para Friedman (1962; 1967) e Martins (2003), a assimetria positiva ocorre devido à capacidade do agente de transporte de um fluxo unidirecional em carrear sedimentos, como por exemplo, os encontrados em ambientes fluviais e eólicos. Já a assimetria negativa ocorre somente em praias nas quais não existe a interferência de outros agentes costeiros, além de ondas e correntes costeiras (DUANE, 1964), visto que, em praias com maior energia, as partículas mais finas dificilmente são depositadas, permanecendo em suspensão na coluna d'água, devido aos movimentos de fluxo (*wash*) e refluxo (*backwash*) resultantes da ação das ondas, sendo transportadas mar adentro até serem depositadas em locais com menor energia (RIBEIRO, 2014).

Com base nas afirmações e constatações dos autores citados, os sedimentos com assimetria negativa, típicos de ambientes praias, deveriam se concentrar nas regiões mais distantes da desembocadura dos rios São Miguel e Niquim, indicando regiões com excesso de sedimentos mais grossos; e os com assimetria positiva, representariam as regiões com predomínio de sedimentos finos, típicos de ambientes flúvio/lagunares e eólicos; o que não condiz com os resultados obtidos, onde houve

uma distribuição temporal oscilatória destes sedimentos ao longo do litoral estudado (Figura 53).

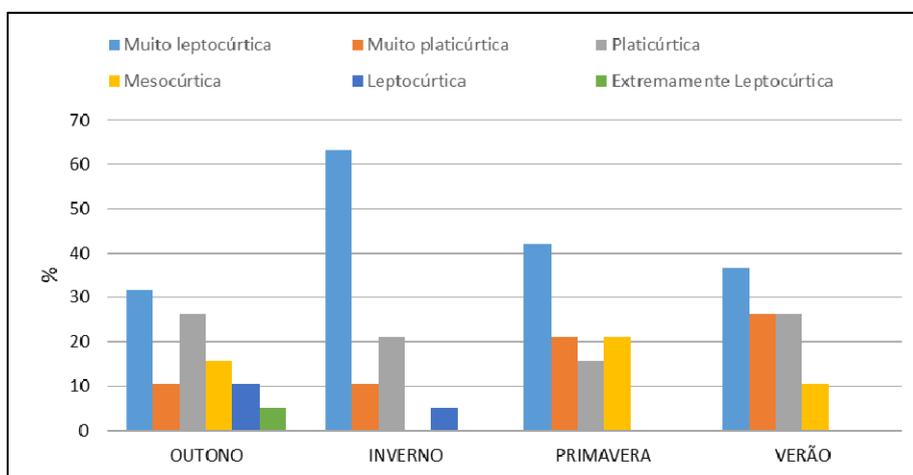
Figura 53 - Gráfico de dispersão das amostras pela Assimetria.



Assim, embora Suguio (1973) afirme que o significado físico da assimetria não seja de fácil interpretação, deve-se, segundo Friedman (1962), distinguir quando da presença de areias de praia (tipicamente negativa) com assimetria positiva, de areias de rio, pelo seu grau de seleção maior que os sedimentos fluviais.

Curtose: No que se refere ao grau de agudez dos picos de frequência granulométrica das amostras, verificou-se que em todas as estações climáticas analisadas prevaleceram sedimentos classificados como muito leptocúrticas (Figura 54).

Figura 54 - Gráfico de distribuição percentual das amostras quanto a curtose.



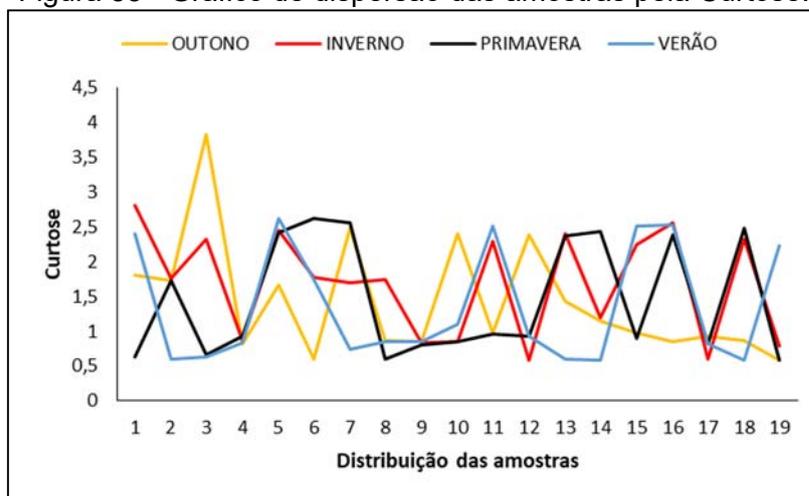
Ao se analisar o comportamento da curtose entre as estações climáticas, constata-se que o outono se destacou por apresentar sedimentos distribuídos em todos os limites de classificação da curtose, além de ser a única onde se identificou sedimentos classificados como extremamente leptocúrticos. O inverno registou a maior percentagem de sedimentos classificados como muito leptocúrticos, notando-se a ausência de sedimentos mesocúrticos, quando comparada as demais estações climáticas. Durante a primavera e verão é possível notar o decréscimo no índice de sedimentos muito leptocúrticos quando comparado ao inverno, decrescendo aparentemente até o outono, observa-se ainda a ausência de sedimentos leptocúrticos e extremamente leptocúrticos nas respectivas estações.

Ponçano (1986) afirma que estes parâmetros podem sugerir determinadas tendências deposicionais, quando platicúrtica podem indicar mistura de populações diferentes, e tendências de transporte, quando leptocúrtica podendo indicar remoção de alguma fração por meio de correntes oceânicas ou outros forçantes deposicionais.

Segundo Tabajara & Martins (2006), caso houvesse o predomínio de amostras mesocúrticas, este seria um indicativo de distribuições granulométricas característica de ambientes eólicos.

A predominância de valores de curtose classificadas como muito altos e baixos (muito platicúrtica e muito leptocúrtica) dentre as amostras analisadas (Figura 55), pode sugerir, segundo Folk e Ward (1957), que um determinado tipo de sedimento foi transportado de uma área fonte e depositado sem perder suas características originais.

Figura 55 - Gráfico de dispersão das amostras pela Curtose.



Com base na afirmação de Martins (1965), em que os sedimentos de praia, em geral, possuem curvas com caráter leptocúrticas, pode-se inferir, portanto, que os sedimentos presentes na região média do estirâncio do litoral da área de estudo, são típicos de ambientes praias.

6.1.2 Variação sazonal dos perfis praias

Segundo Short (1982), ao analisar as modificações temporais de perfis praias, deve ser levado em consideração muitos aspectos importantes relacionados ao efeito da variação maré na morfodinâmicas praias, dentre elas, as resultantes das ondas tipo vagas e ondulações sobre as regiões intermaré e submaré do perfil praias, já que estas são responsáveis pela remobilização e suspensão de sedimentos.

A configuração do perfil praias é uma resultante de processos que se superpõem, tanto em direção paralela à linha de costa, como em direção da normal. O sentido longitudinal à costa relaciona-se mais estritamente com as correntes litorâneas, delineando a configuração geral da costa, enquanto o sentido transversal se articula com a energia das ondas, definindo o perfil praias de equilíbrio (KÖHLER, 2000).

Bascom (1951) observou ainda que o tamanho do grão e a variabilidade do perfil praias aumentam conforme aumenta a energia da onda. Para Komar (1976), grãos mais finos tendem a gerar um perfil com pendente mais suave, enquanto grãos progressivamente mais grossos geram perfis mais íngremes.

Para Köhler (2000), as mudanças morfológicas ao longo do perfil praias ocorrem diariamente, mesmo que imperceptíveis. Além do que podem apresentar padrões comuns em determinadas épocas do ano.

Muehe (1994) constatou que no período de verão, as ondas são mais fracas e menos esbeltas, sendo mais construtivas. Os sedimentos migram da antepraia para a praia, chegando à pós-praia. As barras arenosas tendem a desaparecer, enquanto que o estirâncio tende a aumentar e a pós-praia a se reconstituir, estabelecendo assim um novo equilíbrio.

Ao contrário, no inverno, as ondas atingem as maiores amplitudes e as ressacas são mais frequentes, ocorrendo retirada do material sedimentar da zona de estirâncio e, em alguns casos, da duna frontal, depositando-os na antepraia. As barras

arenosas formam-se na região imersa, o que provoca a arrebentação das ondas antes de atingir a praia, diminuindo a ação erosiva.

Desta forma, se a perda de sedimento de uma praia no inverno for compensada pelo ganho no verão, a praia estará em equilíbrio. Ao contrário, se o ganho do verão for inferior ao retirado no inverno, haverá erosão (MANSO *et al.*, 1995).

a) Perfil 1

Este perfil apresenta do ponto de vista morfométrico uma baixa variabilidade em sua morfologia, visto que a região é influenciada diretamente pelos processos deposicionais influenciados pela hidrodinâmica das desembocaduras do Rio Niquim e do Complexo Estuarino Lagunar do Roteiro. Observa-se ainda, que a existência de *beachrocks* paralelamente à costa, a uma distância aproximada de 620m em relação ao perfil, influencia na dinâmica das ondas, que são contidas e suas energias atenuadas caracterizando uma área de sedimentação. A sua localização pode ser observada na Figura 56.

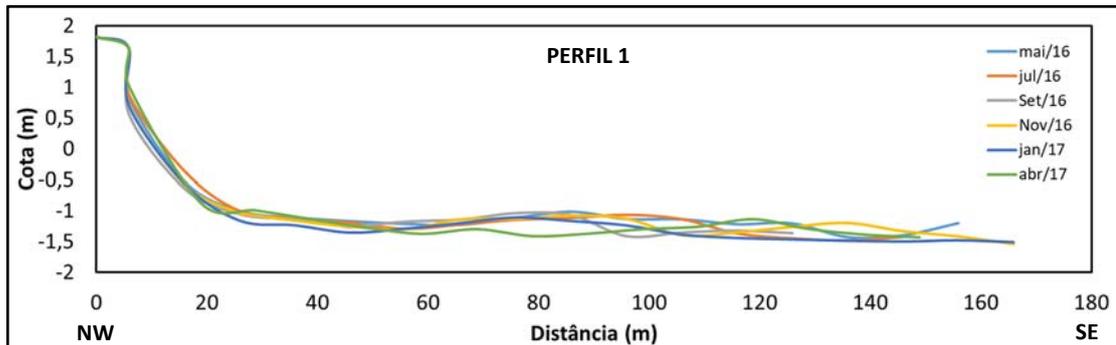
Figura 56 - Localização do Perfil 1, Barra de São Miguel//AL.



Fonte: <http://maps.google.com>

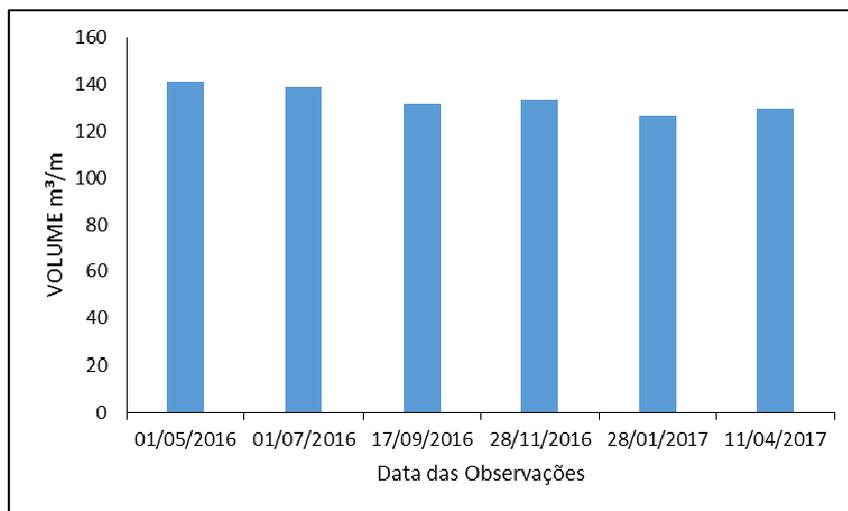
A partir da análise comparativa da geometria dos perfis monitorados (Figura 57), pôde-se observar que a largura média da face praial foi 130 metros de extensão, com uma declividade média de $0,94^\circ$. Quanto às amplitudes, a declividade máxima foi de $1,03^\circ$ durante o mês de julho de 2016 e mínima durante o mês de novembro, correspondendo a $0,81^\circ$.

Figura 57 - Monitoramento bimestral realizado no Perfil 1, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.



A variação sazonal volumétrica (Figura 58) entre os perfis, demonstra que durante os seis meses monitorados, o mês de maio apresentou a maior amplitude volumétrica, totalizando aproximadamente $141,27\text{m}^3/\text{m}$, sendo adotado como mês de referência para os demais perfis (Figura 59). Por sua vez, o mês de janeiro foi marcado pela menor composição volumétrica, correspondendo a $126,57\text{m}^3/\text{m}$.

Figura 58 - Variação volumétrica (m^3/m) do perfil P1, no período de maio de 2016 a abril de 2017.



Quando comparados ao mês de referência, os cinco perfis seguintes apresentaram tendência a erosão, somando um total de perdas em $45,77\text{m}^3/\text{m}$. O mês de novembro e abril foi marcado por uma suave acresção volumétrica de $1,95\text{m}^3/\text{m}$ e $3,40\text{m}^3/\text{m}$, quando comparado aos meses anteriores. Mesmo com a maior parte do tempo erosiva, este trecho do litoral tende a se recompôr e progradar entre os meses de janeiro a maio, acrescendo cerca de $14,70\text{m}^3/\text{m}$, mantendo assim o estado de equilíbrio no balanço sedimentar da região.

Figura 59 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 1 durante o mês de maio de 2016.



b) Perfil 2

A região deste perfil é representada por uma antepraia protegida da ação das ondas durante a baixa-mar, através da dissipação da energia das ondas nos *beachrocks* próximos à costa em 150 metros. No entanto, durante a preamar, as ondas incidentes ultrapassam a proteção dos *beachrocks*, permitindo a plena incidência destas, que ao atingirem a praia de forma aproximadamente tubular, atuam intensamente na remobilização de sedimentos *on shore-off shore* através da deriva litorânea e consequente alteração da geometria na região do estirâncio. A localização do perfil pode ser observada na Figura 60.

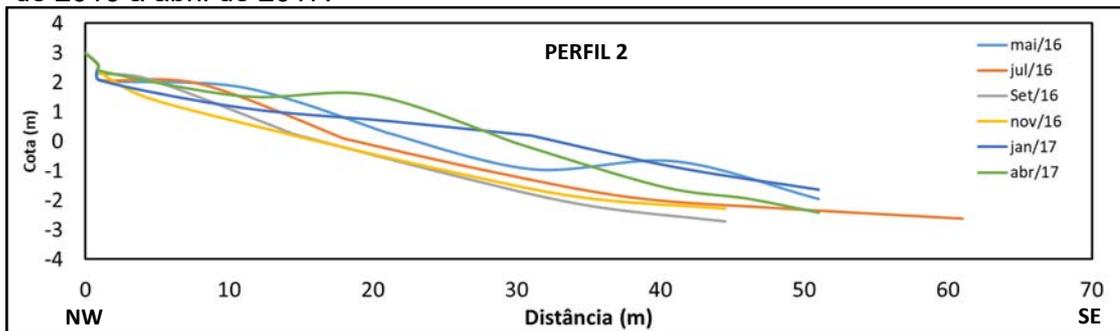
Figura 60 - Localização do Perfil 2, Barra de São Miguel/AL.



Fonte: <http://maps.google.com>

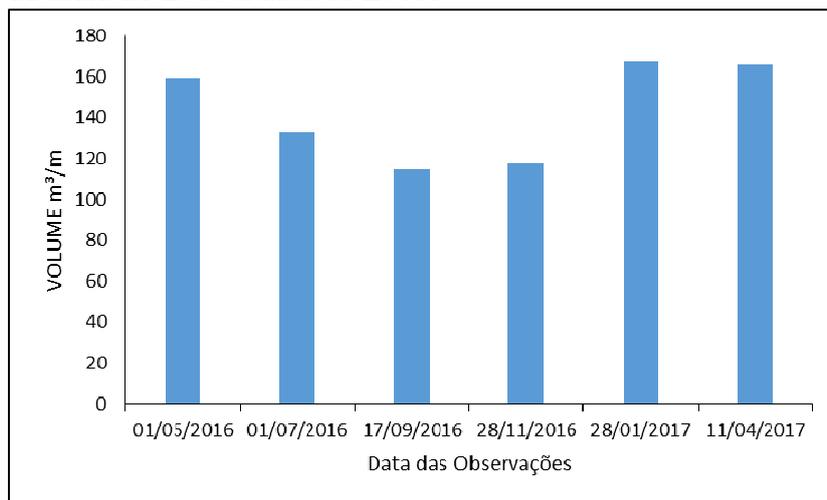
Quanto a geometria dos perfis monitorados (Figura 61), observa-se que a largura média da face praial foi 37 metros de extensão, com uma declividade média de $6,07^\circ$. Quanto às amplitudes, a declividade máxima foi de $7,54^\circ$ durante o mês de setembro de 2016 e mínima durante o mês de maio do mesmo ano, correspondendo a $3,92^\circ$.

Figura 61 - Monitoramento bimestral realizado no Perfil 2, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.



Quanto a variação sazonal volumétrica entre os perfis (Figura 62), é possível constatar, que a partir do mês de maio a região praial tende a exibir perda sedimentar progressiva até o mês de setembro, onde retorna a crescer no mês de novembro até abril.

Figura 62 - Variação volumétrica (m^3/m) do perfil P2, no período de maio de 2016 a abril de 2017.



As amplitudes registradas indicam a existência de um intenso processo erosivo entre os meses de maio e setembro, somando um total de perdas em $44,69m^3/m$. No entanto, este trecho do litoral tende a se recompor e progredir entre os meses de

setembro e abril, crescendo cerca de $51,81\text{m}^3/\text{m}$, mantendo assim o estado de equilíbrio sedimentar da região.

Verificou-se, ainda, que dentre os meses monitorados, o mês de janeiro (Figura 63) apresentou a maior composição volumétrica, totalizando aproximadamente $167,45\text{m}^3/\text{m}$. Por sua vez, o mês de setembro (Figura 64) foi marcado pela menor amplitude, correspondendo a $114,74\text{m}^3/\text{m}$.

Figura 63 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 2 durante o mês de janeiro de 2017.



Figura 64 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 2 durante o mês de setembro de 2016.



c) Perfil 3

A região deste perfil é influenciada diretamente pela interrupção da linha de arrecifes, deixando este trecho da praia exposto a ação das ondas, que ao atingirem a face praial de maneira mergulhante, atuam intensamente na remobilização de sedimentos através da deriva litorânea. A localização do perfil pode ser observada na Figura 65.

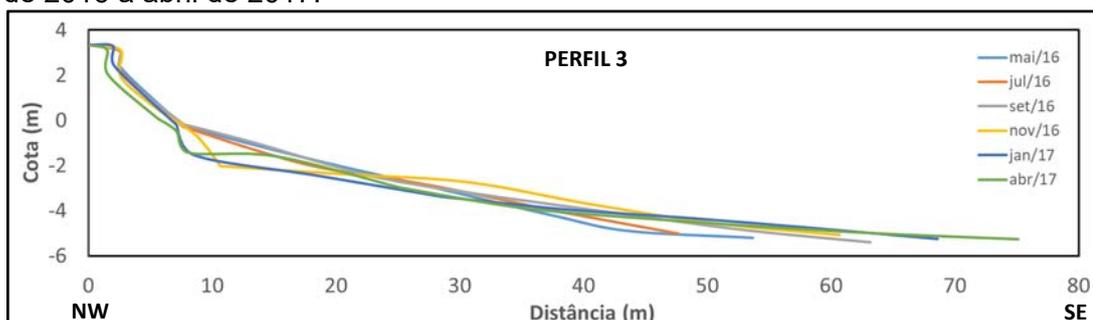
Figura 65 - Localização do Perfil 3, Barra de São Miguel/AL.



Fonte: <http://maps.google.com>

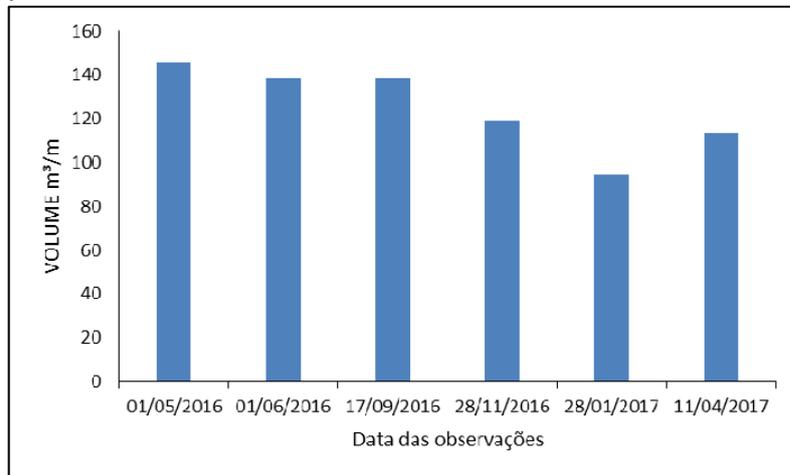
Ao tratar das características geométricas do perfil praial (Figura 66), verificou-se que a mesma apresenta uma largura média de 43 metros de extensão, com declividade média de $5,98^\circ$. Quanto às amplitudes, a declividade máxima foi de $7,33^\circ$ durante o mês de maio de 2016 e mínima durante o mês de abril de 2017, correspondendo a $4,49^\circ$.

Figura 66 - Monitoramento bimestral realizado no Perfil 3, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.



Quanto a variação sazonal volumétrica (Figura 67) entre os perfis, é possível constatar, que a partir do mês de maio a região praial tende a exibir perda sedimentar, estabilizando entre os meses de junho e julho, e retornando a erodir até o mês de abril, onde retorna a crescer.

Figura 67 - Variação volumétrica (m^3/m) do perfil P3, no período de maio de 2016 a abril de 2017.



As amplitudes registradas indicam a existência de um intenso processo erosivo a partir do mês de novembro até janeiro, somando um total de perdas em $24,18m^3/m$. No entanto, este trecho do litoral tende a se recompor e progredir entre os meses de janeiro e maio, crescendo cerca de $51,16m^3/m$, mantendo assim o estado de equilíbrio sedimentar da região.

Verificou-se, ainda, que dentre os meses monitorados, o mês de maio (Figura 68) apresentou a maior composição volumétrica, totalizando aproximadamente $145,76m^3/m$.

Figura 68 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 3 durante o mês de maio de 2016.



Por sua vez, o mês de janeiro (Figura 69) foi marcado pela menor amplitude, correspondendo a $94,60\text{m}^3/\text{m}$.

Figura 69 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 3 durante o mês de janeiro de 2017.



d) Perfil 4

A região deste perfil apresenta características semelhantes ao perfil 3, ou seja, é influenciada diretamente pela interrupção da linha de arrecifes, onde se observa a atuação direta das ondas sobre a face praial, que ao atingirem de maneira mergulhante, atuam intensamente na remobilização de sedimentos através da deriva litorânea. A localização do perfil pode ser observada na Figura 70.

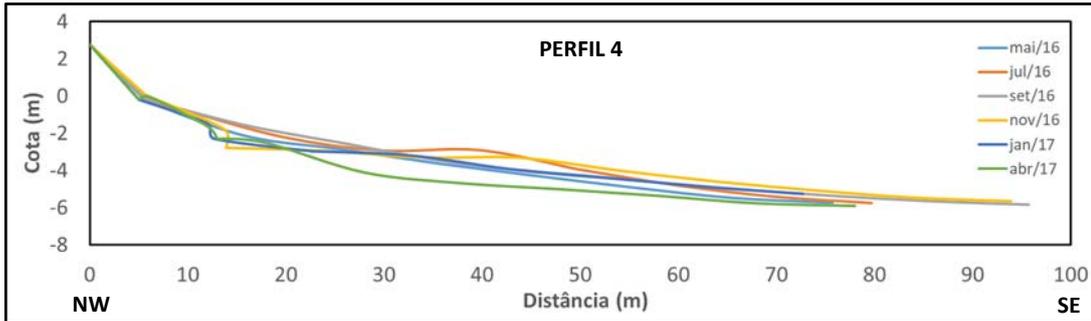
Figura 70 - Localização do Perfil 4, Barra de São Miguel/AL



Fonte: <http://maps.google.com>

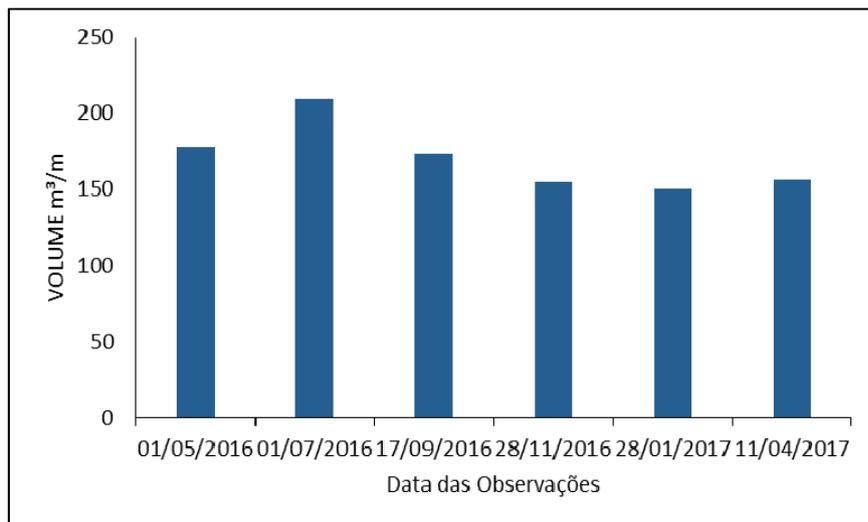
Quanto a geometria dos perfis praias (Figura 71), verificou-se que a mesma apresenta uma largura média de 66,5 metros de extensão, com declividade média de $4,51^\circ$. Quanto às amplitudes, a declividade máxima foi de $5,06^\circ$ durante o mês de abril e mínima durante o mês de setembro, correspondendo a $3,90^\circ$.

Figura 71 - Monitoramento bimestral realizado no Perfil 4, durante o período de maio de 2016 a abril de 2017.



Quanto a variação sazonal volumétrica (Figura 72), as amplitudes registradas indicam a existência de um intenso processo erosivo a partir do mês de julho até janeiro, somando um total de perdas em $59,07\text{m}^3/\text{m}$. Contudo, este trecho do litoral tende a se recompor e progradar entre os meses de abril e julho, mantendo assim o estado de equilíbrio sedimentar da região.

Figura 72 - Variação volumétrica (m^3/m) do perfil P3, no período de maio de 2016 a abril de 2017.



Verificou-se, ainda, que dentre os meses monitorados, o mês de julho (Figura 73) apresentou a maior composição volumétrica, totalizando aproximadamente $209,42\text{m}^3/\text{m}$. Por sua vez, o mês de janeiro (Figura 71) foi marcado pela menor amplitude, correspondendo a $150,34\text{m}^3/\text{m}$.

Figura 73 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 4 durante o mês de julho de 2016.



Figura 74 - Região do estirâncio e pós-praia do Perfil 4 durante o mês de janeiro de 2016.



6.1.3 Estado Morfodinâmico

A partir da coleta dos parâmetros morfométricos sugeridos por Short & Hesp (1982), como também, dos indicadores morfológicos e hidrodinâmicos propostos por Short (2006) e Silveira *et al.* (2011), foi possível determinar o estado morfodinâmico nas regiões dos quatro perfis monitorados:

a) Perfil 1

A região deste perfil está localizada próximo à foz do complexo estuarino lagunar do Roteiro e é bastante protegida da ação de ondas pela presença de uma estrutura recifal arenítico (*beachrock*) emersa próxima e oblíqua à praia. A praia é abrigada e não apresentou feições indicadoras marcantes de erosão ou acumulação durante o período monitorado.

A região do estirâncio apresenta declividade média de $0,94^\circ$ e marcas de leito em forma de dunas subaquáticas, típicas de regime de fluxos unidirecionais (Figura 75), distribuídas longitudinalmente à linha de costa.

Figura 75 - Marcas de leito em forma de dunas subaquáticas, em 28/11/2016.



É possível observar uma pós-praia estreita ($<20\text{m}$), que não recebe diretamente a energia de ondas ao longo do ciclo de maré, o qual apenas sofre influência pelo nível da água.

Um dos parâmetros mais utilizados na classificação do estado morfodinâmico de praias arenosas é o tamanho do grão. Bascom (1951) observou que o tamanho do grão e a variabilidade do perfil praial aumentam conforme aumenta a energia da onda. Para Komar (1976), grãos mais finos tendem a gerar um perfil com pendente mais suave, enquanto grãos progressivamente mais grossos geram perfis mais íngremes.

Esta afirmação destoa da situação encontrada na região do perfil 1, onde existem grãos de granulação de média a grossa sem que haja a ação direta das ondas sobre o transporte sedimentar. Podendo, neste caso, o sedimento mais fino está sendo transportado pela deriva litorânea, atuante com mais vigor durante a maré alta, permanecendo assim os sedimentos fluviais mais grossos depositados.

O estágio predominante se assemelha àquele descrito por Short (2006) para praias bordejadas por recifes de coral (*beaches fronted by fringing coral reef*), estando de acordo com o modelo no que se refere à quebra de ondas ao longo do ciclo de maré, além da semelhança geomorfológica. Tais características foram observadas para praias australianas, sendo que no caso da região do perfil 1, quando da presença de *beachrocks* em conjunto à presença de estuários, a compartimentação litorânea apresenta a face praial e pós-praia com declividades suaves, determinando o estado morfodinâmico praial como dissipativo.

Quanto a tipologia e conseqüente estágio morfodinâmico da região, aparentemente, estão mais relacionados há um domínio mais geomorfológico, que em detrimento da ação direta de ondas e marés.

b) Perfil 2

Durante o período monitorado, a compartimentação litorânea apresentou em função do grau de exposição, a região da pós-praia semi-abrigada, estando parcialmente protegida da ação das ondas pela presença de uma estrutura recifal arenítico (*beachrock*) emersa durante a baixa-mar.

Semelhante à região do perfil 1, o estágio morfodinâmico predominante se assemelha àquele descrito por Short (2006) para praias bordejadas por recifes de coral (*beaches fronted by fringing coral reef*), estando de acordo com o modelo no que se refere à quebra de ondas ao longo do ciclo de maré, ou seja, as praias apresentam perfis íngremes, sendo compostas por fragmentos grosseiros de coral, onde durante

a preamar, as ondas ultrapassam os recifes e atingem diretamente a praia. Na baixa mar, o recife é exposto e as ondas quebram na sua borda.

No entanto, tais características foram observadas para praias carbonáticas australianas, sendo que no caso da região do perfil 2, o estirâncio não apresenta fragmentos de coral, mas areia de granulação média a grossa.

Foi possível observar, ainda, que durante o período monitorado, a face praial apresentou declividades íngremes ($>2,86^\circ$) e uma pós-praia extensa ($>20\text{m}$), que recebe diretamente a energia de ondas ao longo do ciclo de maré (Figura 76).

Figura 76 - Perfil 2 - Compartimentação litorânea predominante refletiva. Foto do perfil durante a Primavera.



A atuação direta da ação das ondas durante a preamar, que quebram diretamente na zona de espraiamento da região, influenciou diretamente na deposição sedimentar, que neste caso, direcionou a reserva de areia principalmente para a porção subaérea da praia, e pouca deposição na porção submarina determinando, assim, o surgimento de calhas longitudinais profundas na região da antepraia, caracterizando, portanto, o estado morfodinâmico praial como refletivo.

c) Perfil 3

A compartimentação litorânea apresentou a região da pós-praia exposta, ou seja, desprotegida da ação das ondas, com zona de arrebatção bem desenvolvida. Segundo Muehe (2004), este tipo de praia apresenta baixa concavidade, sendo mais retilínea e de orientação normal à direção de maior incidência da ação dominante dos

ventos e ondas, com sedimentos geralmente compostos por areia grossa, média e fina.

O estágio morfodinâmico predominante observado durante as estações do ano se assemelha àquele descrito por Wright & Short (1984) como banco e praia rítmicos (*rhythmic bar and beach*), ou seja, se desenvolvem quando as ondas dissipam energia nos bancos, se reformam na cava e atingem a face da praia em condições refletivas, criando feições rítmicas em forma de cúspides. Podem ocorrer correntes de retorno (*rip currents*) nas depressões entre os bancos e as condições morfodinâmicas praias tendem à intermediárias, com características dissipativas sobre os bancos e refletivas entre estes.

d) Perfil 4

A compartimentação litorânea apresentou características semelhantes às identificadas na região do perfil 3, ou seja, a região da pós-praia exposta, desprotegida da ação das ondas, com zona de arrebentação bem desenvolvida. A praia apresenta baixa concavidade, sendo mais retilínea e de orientação normal à direção de maior incidência da ação dominante dos ventos e ondas, com sedimentos geralmente compostos por areia grossa, média e fina.

O estágio morfodinâmico observado durante o outono e inverno se assemelha àquele descrito por Wright & Short (1984) como banco e praia rítmicos (*rhythmic bar and beach*).

A primavera e verão foram marcados pela presença predominante de bermas acentuadas e lineares na região subaérea da praia, se assemelhando ao estágio descrito por Wright & Short (1984) como refletivo. Este estágio é caracterizado pela formação de cúspides e bermas durante a preamar, onde as ondas quebram na face praias com grande turbulência, atuando diretamente no transporte de sedimentos, podendo a granulometria apresentar dimensões mais grossa e redução na largura da zona de surfe. No entanto, diferente do observado por Wright & Short (1984) em praias refletivas australianas, este trecho da área de estudo não apresentou gradiente topográfico elevado nos períodos ora tratados, se assemelhando em alguns momentos ao estágio intermediário.

6.2 PLATAFORMA CONTINENTAL

6.2.1 Clima de ondas

Para a determinação do clima das ondas atuantes na região da área de estudo, esta pesquisa baseou-se na coleta temporal dos parâmetros hidrodinâmicos (direção, período, comprimento e altura das ondas), levando em consideração a teoria de onda linear proposta por Airy (1845), ou seja, as amplitudes dos parâmetros ondulatório são influenciadas à medida que as velocidades e acelerações das ondas sofrem um decaimento exponencial com a profundidade, tendendo a valores nulos em profundidades maiores do que metade do comprimento de onda.

Os dados oceanográficos já tratados foram obtidos junto ao *site* do Centro de Previsões do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), e correspondem ao período de 12 meses de observação, conforme discriminado na Tabela 9.

Tabela 9 - Séries temporais subdividas por estação climática entre os anos de 2016 e 2017.

ESTAÇÃO	PERÍODO OBSERVADO
Outono	20 de março a 20 de junho de 2016
Inverno	21 de junho a 21 de setembro de 2016
Primavera	22 de setembro a 20 de dezembro de 2016
Verão	21 de dezembro a 19 de março de 2017

Na Tabela 10 estão citados os resultados dos parâmetros ondulatórios médios significativos de altura ($\bar{H}s$), período ($\bar{T}s$) e comprimento (L), além da direção média anual das ondas (Do) representativas para cada estação climática.

Tabela 10 - Resultados significativos dos parâmetros ondulatórios por estação climática.

PARÂMETROS ONDULATÓRIOS	OUTONO	INVERNO	PRIMAVERA	VERÃO
$\bar{H}s$ (m)	1,77	2,37	1,87	1,42
$\bar{T}s$ (s)	14,24	11,75	10,90	8,64
L (m)	22,21	18,33	17,00	13,48
Do (°)	127,55	135	112,5	115,06

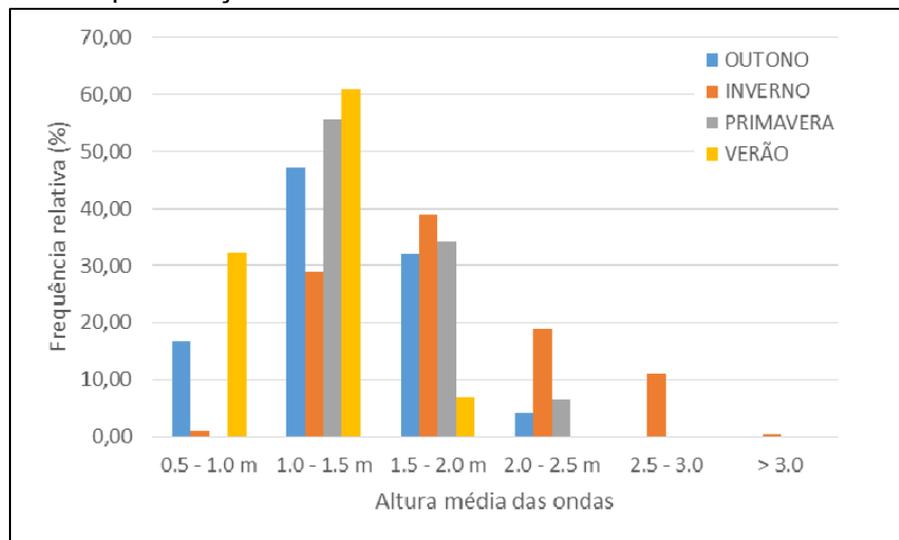
Os comprimentos de onda (L) foram calculados através da equação simplificada por Eckart (1952): $L = gT^2/2\pi$.

Onde L é o comprimento de onda e T o período. No Sistema Internacional de unidade métrica, a constante $g/2\pi$ é igual a 1,56, portanto a fórmula para cálculo do comprimento de onda (L) pode ser simplificada para: $L = 1,56 T^2$ m/s.

Os resultados da média da altura significativa (\bar{H}_s) mostraram uma variação de 1,42m no verão à 2,37m no inverno. Em relação ao período significativo das ondas (\bar{T}_s), o valor mais expressivo foi observado durante a estação do outono (14,24s), decaindo até atingir a menor amplitude no verão (8,64s).

Em relação à magnitude e frequência das ondas registadas durante as estações climáticas (Figura 77), à amplitude máxima foi observada no período do inverno, atingindo uma altura máxima de 3,1m em setembro de 2016, enquanto que os valores mais baixos foram predominantes durante os meses de janeiro e março de 2016 (verão e outono), apresentando valores entre 0.9m e 0.8m respectivamente. As maiores frequências de ondas foram observadas no período do verão, onde 60,87% das ondas atingiram uma altura média de 1,5m.

Figura 77 - Frequência de distribuição das alturas médias das ondas por estações climáticas.



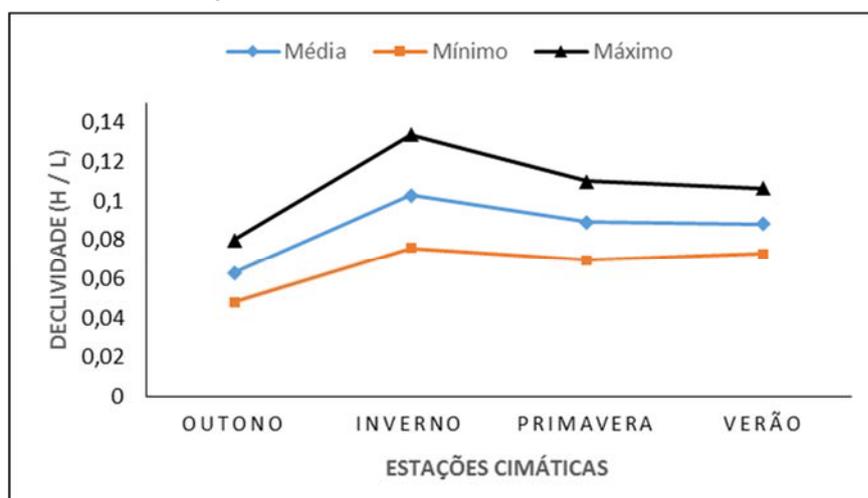
Ao tratar da relação de esbeltez ou declividade (H/L) das ondas quanto à sua posição relativa na zona de geração, as mesmas podem ser classificadas como tipo ondulações (*Swell*), quando o resultado da declividade está inserido no intervalo de $H/L < 0,011$, caracterizando estas por se propagarem fora da zona de geração; e H/L

> 0,015, para ondas do tipo vagas (Sea), quando estão sob a ação direta do vento (ASSIS, 2007).

Os resultados obtidos nesta pesquisa mostram que na área de estudo dominaram ondas do tipo vagas, tendo se verificado, que a declividade das ondas apresentou um comportamento regular, com uma tendência decrescente entre o inverno até o outono. Os valores mais elevados prevaleceram durante o inverno (máximo de 0,013), enquanto que os mais baixos foram registrados durante o outono (mínimo de 0,04), sendo este último associado a situações de bom tempo, associados a ondas de reduzida altura (Figura 78).

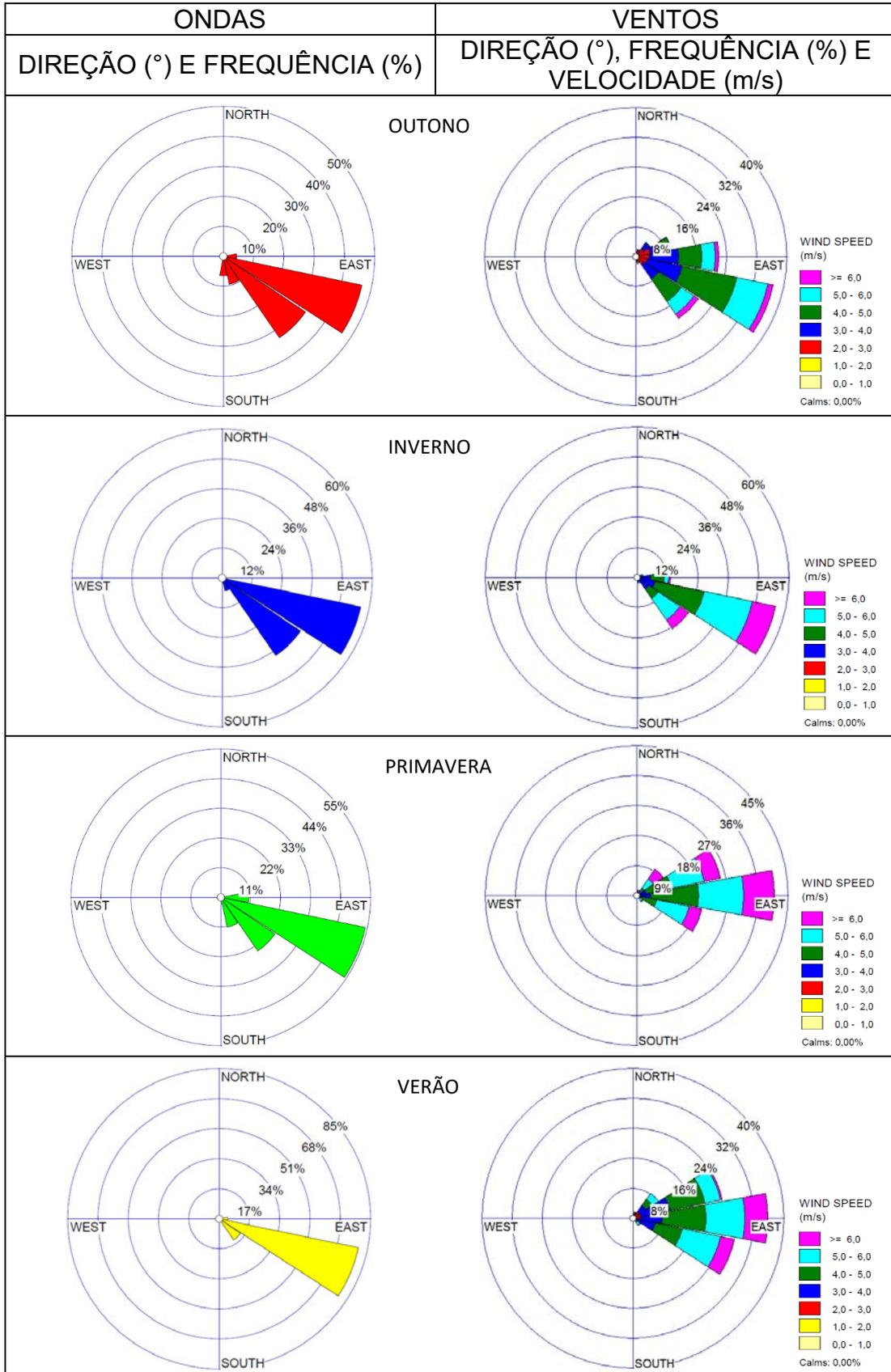
As direções das ondas mais frequentes observadas durante as 4 estações climáticas foram as de sentido ESE, correspondendo a aproximadamente 47% no outono, 56% no inverno, 54% na primavera e 80% no verão. As ondas vindas de SE, apresentaram a segunda maior frequência em todas as estações, representando 33% no outono, 38% no inverno, 24% durante a primavera e 15% no verão. As ondas de direção E, S e SSE, apresentaram menor ocorrência, não ultrapassando 12% nas 4 estações.

Figura 78 - Variações dos valores da declividade das ondas (H/L) durante as estações climáticas entre os anos de 2016 a 2017.



Com relação à direção, frequência e velocidade dos ventos (Figura 79), verificou-se que os sentidos mais observados no outono e inverno foram os de ESE (112,5°), enquanto que durante a primavera e verão prevaleceram os ventos de E (90°).

Figura 79 - Gráficos de direção e frequência das ondas e velocidades ventos dominantes por estações climáticas.



Fonte: Autoral.

Estes resultados corroboram com a afirmação de Bernardo e Molion (2000) e Maia (2016), ou seja, a costa da área de pesquisa está contida no cinturão de ventos Alísios, onde os que alcançam a costa Leste e Nordeste do Brasil, mostram duas direções principais: E durante o período seco e ventos de SE durante o período chuvoso.

Segundo Maia (2016), podem haver ligeiras modificações de intensidade e direção dos ventos numa dada região, já que estas são determinadas pela variação espacial e temporal do balanço de energia na superfície terrestre e variam em ciclos diários e sazonais, tendo relação com o movimento aparente do sol e rotação da Terra. CEPEMAR (2004) afirma que estes fatores atuam diretamente na mudança dos ventos Alísios na costa leste do Nordeste através da Zona de Divergência (ZD).

Quanto à frequência e velocidade dos ventos atuantes no litoral da área estudo (vide Figura 81), verificou-se que:

- a) OUTONO: durante o outono 59,7% dos ventos apresentaram velocidades entre 3 e 5m/s, correspondendo aos mais atuantes desta estação. Já os ventos que apresentaram velocidades de calmaria (0 – 1,0m/s) e máximas para a estação ($\geq 6,0$ m/s), não ultrapassaram 0,7% e 3,7% respectivamente.
- b) INVERNO: Diferentemente do outono, no inverno as maiores intensidades dos ventos registrados estão inseridas no intervalo de 3 a 6m/s, corresponderam a 81% das observações. Neste período, não foram constatados ventos com características de calmaria, no entanto, os que ultrapassaram velocidades superiores à 6 m/s corresponderam à 14,1%, representando um aumento de 10,4% quando comparado ao outono.
- c) PRIMAVERA: Nesta estação, a frequência e amplitude dos ventos predominantes estão inseridos no intervalo de 4 a 6 m/s, representando cerca de 90,7% das observações. Igualmente ao inverno, a primavera não apresentou ventos significativos com características de calmaria, onde a menor amplitude registrada foi de 2 a 3m/s (0,6%). No entanto, os ventos com intensidade superior a 6m/s corresponderam à 23,2% dos ventos do

período, caracterizando, quando comparado às demais estações, por uma tendência temporal no aumento da velocidade dos ventos atuantes.

- d) VERÃO: Já é notado o retorno da atuação dos ventos de menor amplitude (0 a 10m/s), correspondendo a 0,4% dos registros. Os ventos dominantes no período apresentaram velocidades entre 3 e 6m/s (90,6%), enquanto que os ventos com intensidade igual ou superior a 6m/s corresponderam à 10,5% das observações.

A partir da análise temporal do comportamento dos ventos, pode-se inferir que o início da retomada dos ventos com as menores amplitudes de velocidades é iniciado no verão, aumentando no outono, não sendo registrada significativamente no inverno e primavera, e voltando a atuar no verão. Quanto às maiores intensidades, é possível deduzir que existe um aumento gradual nas velocidades a partir do outono, seguido pelo inverno, e atingindo as maiores amplitudes e frequências durante a primavera e verão.

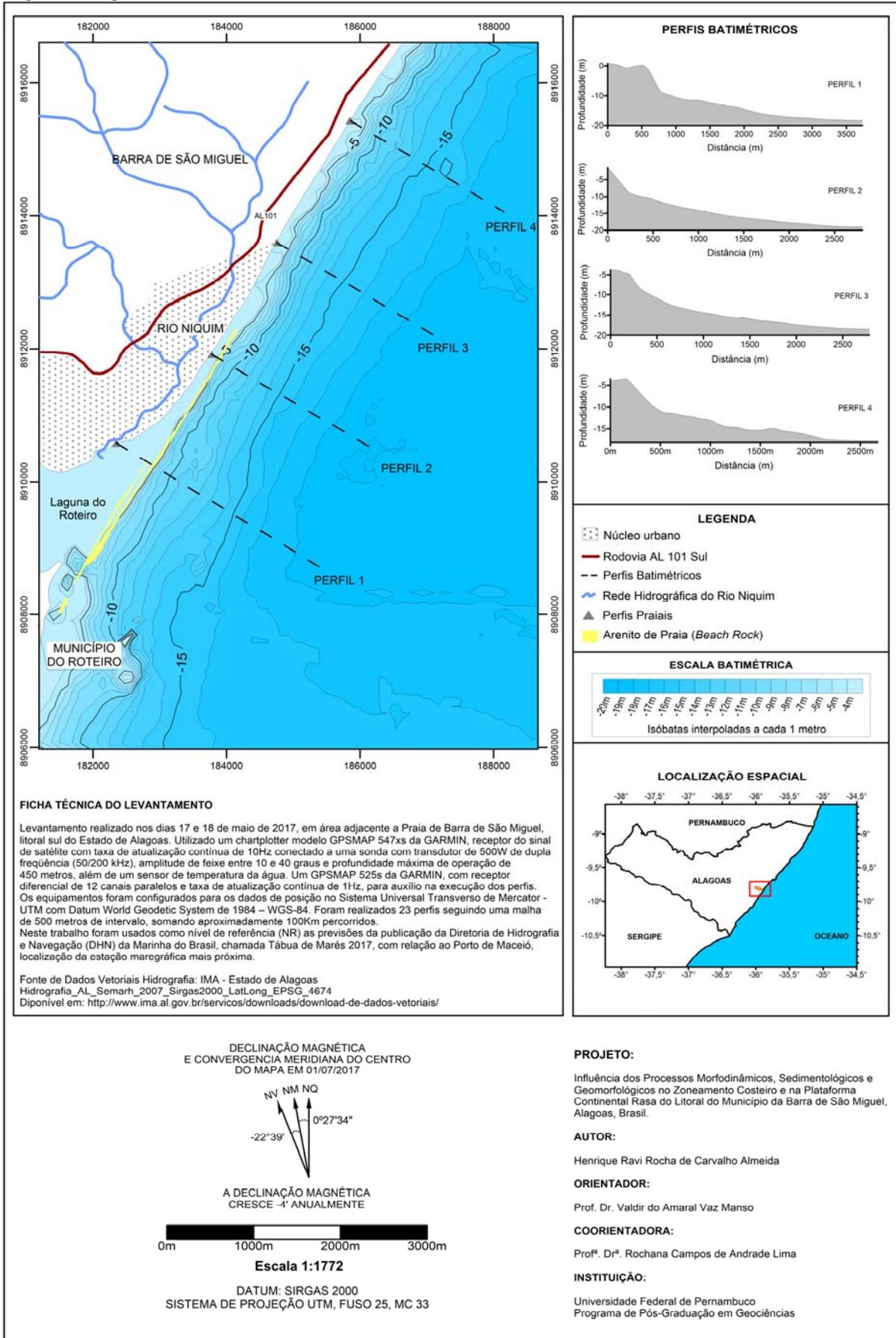
6.2.2 Batimetria

O mapa batimétrico da plataforma continental rasa (Figura 80) apresenta, de maneira geral, isóbatas paralelas (NE-SO) à linha de costa, com morfologia de fundo oceânico homogênea, sem mudanças fisiográficas marcantes que imprimiam alterações nos padrões de distribuição das curvas batimétricas.

A região a Nordeste do perfil 2, apresenta isóbatas próximas entre as profundidades de 4 a 11 metros, evidenciando um relevo submarino com declividade mais acentuada. Abaixo dos 11 metros as isóbatas se distribuem mais espaçadas até a profundidade de 18 metros, indicando a região da plataforma continental com topografia mais suavizada.

A Sudoeste do Perfil 2, o relevo submarino apresenta uma leve suavização na região inserida entre as profundidades de 4 a 11 metros, indicando a área sob influência da descarga sedimentar do complexo estuarino lagunar do Roteiro, em conjunto com a presença da linha de *beachrocks*, dispostos paralelamente à costa.

Figura 80 - Mapa batimétrico da plataforma continental rasa do Município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil.



Também se observa uma variação dos gradientes topográficos na região frontal ao inlet do complexo estuarino lagunar do Roteiro, através da existência de formas morfológicas do tipo bacias, próximas aos *beachrocks* e bancos na região de fronteira com o Município do Roteiro.

Para ampliar a compreensão do modelado submarino, foram plotados quatro perfis batimétricos nas regiões adjacentes aos locais dos perfis praias (Figura 80).

O perfil 1 mostra uma configuração de fundo homogênea, com uma calha submarina localizada a aproximadamente 250m da costa, além de declividade acentuada a partir dos 500m até a profundidade de 10m, a partir da qual torna-se suave até atingir a isóbata de 18m.

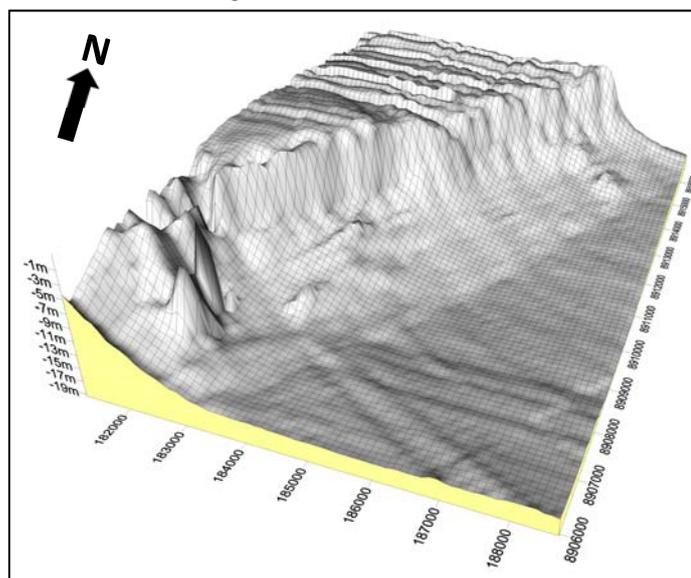
O perfil 2 possui um fundo homogêneo ao longo de todo o traçado, tendo uma declividade mais acentuada entre as profundidades de 4 a 9 metros.

O perfil 3, exibe uma configuração de fundo plana nos primeiros 300 metros e declividade mais suave e homogênea como identificado nos perfis anteriores.

O perfil 4 apresenta uma topografia de fundo plana, com pequena ondulação em forma de calha a aproximadamente 13 quilômetros da costa, correspondendo a 15 metros de profundidade. Sua declividade é íngreme até a profundidade de 12 metros, ponto onde suaviza até atingir 18 metros de profundidade.

Além do Mapa Batimétrico (vide Figura 82), foi gerado um bloco-diagrama com exagero vertical de 500 vezes para apresentação do relevo submarino, como mostra a figura 81.

Figura 81 - Relevo do fundo oceânico do litoral da Barra de São Miguel-AL.



Fonte: Autoral.

6.2.3 Sedimentologia

Nesta seção foi realizada a análise das amostras de sedimentos coletadas ao longo da plataforma continental rasa, afim de identificar características que possam auxiliar na determinação da profundidade de fechamento (d_1).

Através dos resultados dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica, definidos por Folk & Ward (1957), foram confeccionados uma tabela (Tabela 11) e quatro mapas de distribuição granulométricas (Figuras 82, 83, 84 e 85) e sobre estes, traçados quatro perfis batimétricos, interligando o sistema praia-antepraia, a partir das direções estabelecidas anteriormente pelos perfis topográficos.

Tabela 11 - Características granulométricas dos sedimentos da Plataforma Continer Rasa, segundo os parâmetros estatísticos definidos por Folk & Ward (1957).

ID	COORDENADAS PLANAS UTM	DIÂMETRO MÉDIO (Areia)	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE
1	25 L 182661 8906425	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Platicúrtica
2	25 L 183598 8911544	Média	Mod. selecionado	Positiva	Platicúrtica
8	25 L 183147 8909550	Média	Mod. selecionado	Muito negativa	Ext. leptocúrtica
10	25 L 184150 8912375	Média	Pob. selecionado	Muito positiva	Platicúrtica
11	25 L 188653 8915725	Média	Mod. selecionado	Positiva	Mesocúrtica
12	25 L 181777 8906881	Muito fina	Mod. selecionado	Positiva	Mesocúrtica
15	25 L 184962 8913118	Fina	Mod. selecionado	Muito positiva	Ext. leptocúrtica
17	25 L 186417 8915741	Muito fina	Bem selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
25	25 L 187759 8916175	Muito fina	Mod. selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
30	25 L 184948 8910878	Fina	Pob. selecionado	Positiva	Mesocúrtica
34	25 L 184507 8912227	Muito fina	Mod. selecionado	Positiva	Mesocúrtica
37	25 L 185853 8912665	Média	Mod. selecionado	Positiva	Platicúrtica
40	25 L 187749 8913941	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Muito leptocúrtica
41	25 L 184467 8907754	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Leptocúrtica
42	25 L 186853 8914395	Fina	Pob. selecionado	Negativa	Platicúrtica
44	25 L 185379 8909538	Fina	Pob. selecionado	Aprox. simétrica	Muito platicúrtica
46	25 L 182698 8908665	Média	Mod. selecionado	Negativa	Leptocúrtica
47	25 L 184924 8908642	Grossa	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Muito platicúrtica
52	25 L 188199 8914832	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Mesocúrtica
56	25 L 184486 8909989	Grossa	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Platicúrtica
57	25 L 181836 8909061	Média	Mod. selecionado	Negativa	Ext. leptocúrtica
58	25 L 182235 8907774	Média	Mod. selecionado	Negativa	Platicúrtica
61	25 L 186305 8913556	Média	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Leptocúrtica
63	25 L 185414 8914004	Fina	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Platicúrtica
64	25 L 185400 8911769	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Mesocúrtica
65	25 L 183558 8905972	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
67	25 L 186291 8911328	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Leptocúrtica
69	25 L 186738 8912205	Grossa	Pob. selecionado	Positiva	Leptocúrtica
71	25 L 182451 8909903	Média	Mod. selecionado	Positiva	Mesocúrtica
77	25 L 183124 8907314	Grossa	Mod. selecionado	Negativa	Platicúrtica
79	25 L 184055 8911334	Média	Mod. selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
83	25 L 184018 8906866	Grossa	Mod. selecionado	Positiva	Platicúrtica
85	25 L 184035 8909099	Média	Mod. selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
87	25 L 187198 8913101	Fina	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Mesocúrtica
88	25 L 183580 8908207	Grossa	Mod. selecionado	Muito positiva	Platicúrtica
89	25 L 185832 8910426	Média	Mod. selecionado	Aprox. simétrica	Leptocúrtica
91	25 L 183596 8910444	Média	Mod. selecionado	Muito negativa	Mesocúrtica
92	25 L 181453 8908102	Média	Bem selecionado	Muito negativa	Muito leptocúrtica
98	25 L 185964 8914852	Muito fina	Mod. selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
100	25 L 183093 8910670	Média	Mod. selecionado	Positiva	Ext. leptocúrtica
101	25 L 187313 8915284	Grossa	Mod. selecionado	Negativa	Platicúrtica

a) Diâmetro Médio

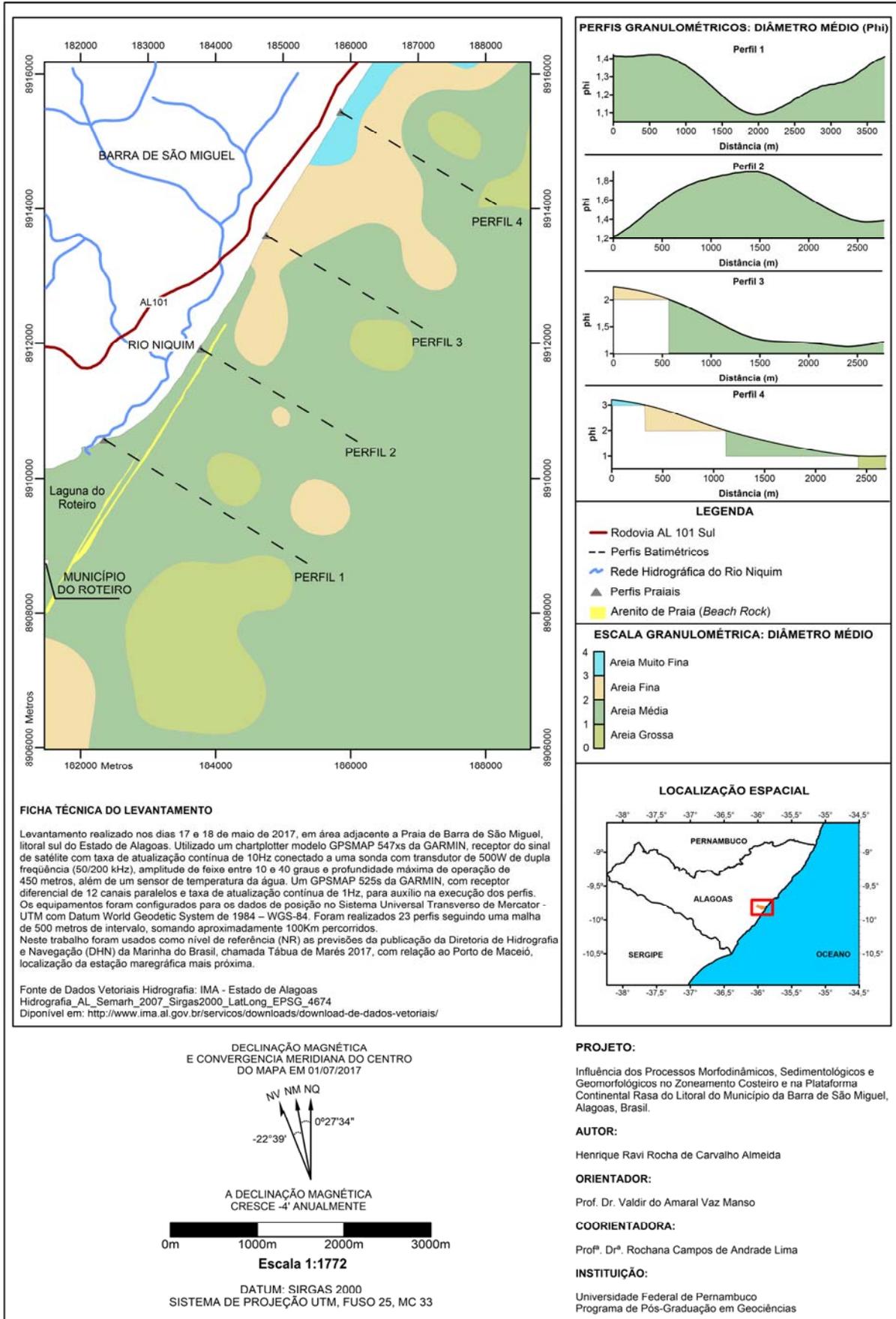
Os resultados do tamanho médio dos grãos que compõe os sedimentos ao longo da plataforma continental rasa, demonstraram uma classificação variando desde areia muito fina à areia grossa. Dentre este intervalo, as areias médias predominaram, compondo cerca de 56% das amostras, seguido pelas areias grossas (17%), areia fina (15%) e areia muito fina (12%).

Quanto à distribuição destes sedimentos (Figura 82), foram observados quatro grupos distintos: o primeiro, de areias médias, distribuídas predominantemente por toda a extensão da plataforma continental rasa; o segundo, de areias grossas, inserido entre o perfil 1 e a foz do rio São Miguel, a aproximadamente 1072m de distância no sentido *offshore*; o terceiro, de areias finas, localizado a nordeste do alinhamento estrutural dos *beachrocks*, apresenta sedimentos próximos à costa ao longo do perfil 3, se prolongando em sentido *offshore* a nordeste dos perfis 3 e 4, até o limite norte da área de estudo; e o quarto, de areias muito finas, situado próximo à costa, se prolongando de sudoeste em direção a nordeste do perfil 4, até alcançar a praia do francês em Marechal Deodoro.

De modo geral, o diâmetro médio apresentou aumento gradativo ao longo da plataforma continental, com o incremento da profundidade. Este comportamento dos grãos, quanto a amplitude da dimensão granulométrica, se adequa às observações constatadas por Niedoroda *et al.* (1985), ou seja, existe um padrão de aumento do diâmetro médio nas porções mais profundas do perfil batimétrico, embora neste caso, esse aumento aconteça de forma menos gradativa entre a foz do rio São Miguel e o perfil 2, e de forma mais gradual a Nordeste dos perfis 2 e 4.

Outrossim, foram também, observadas manchas isoladas de sedimentos constituídos de areias finas e grossas distribuídas aleatoriamente ao longo da plataforma continental rasa.

Figura 82 - Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Diâmetro médio.



b) Desvio Padrão

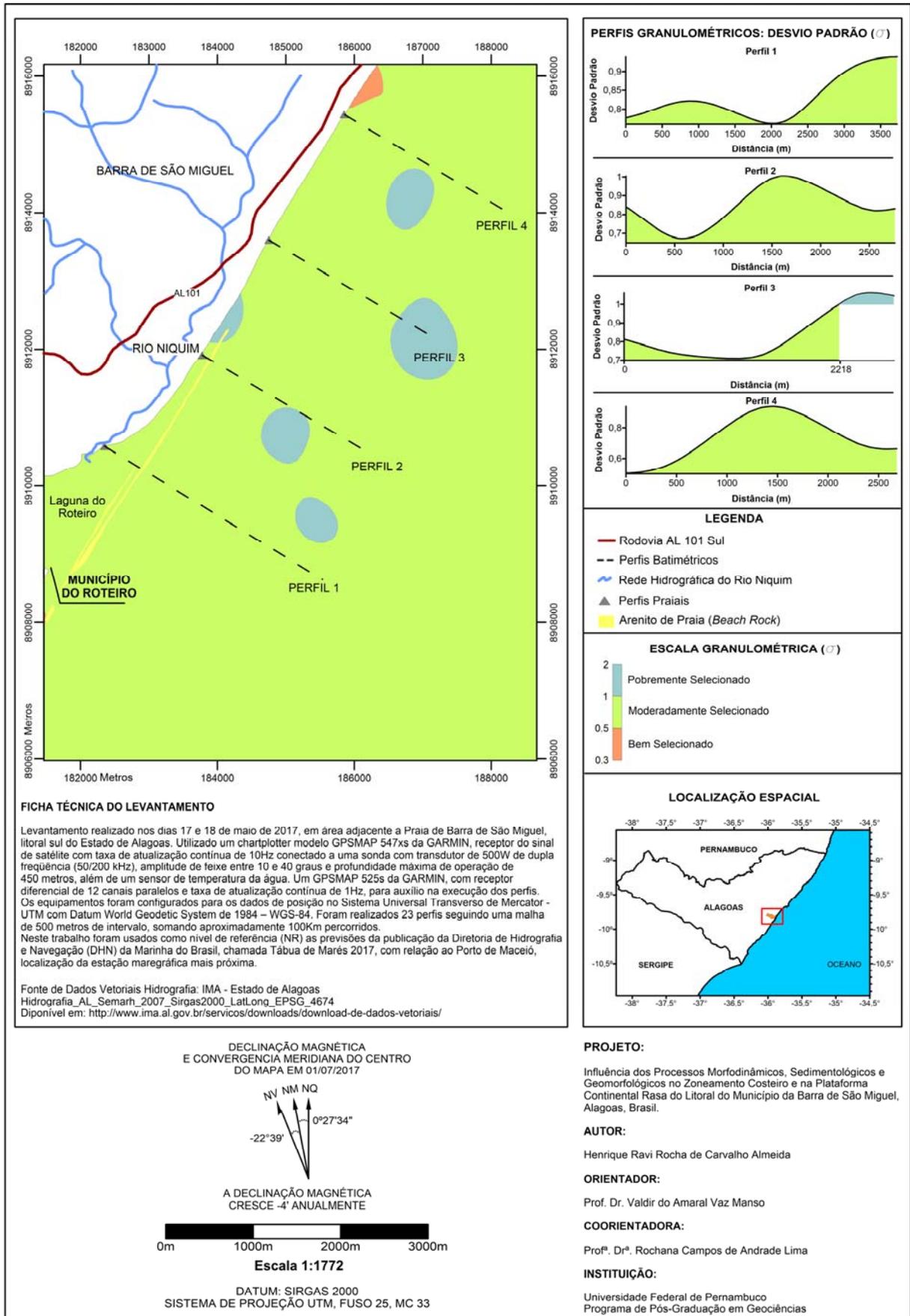
Ao tratar do índice de selecionamento das amostras (desvio padrão), foi possível verificar a existência de diferentes populações de grãos, desde pobremente selecionados à bem selecionados (Figura 83), apresentando neste intervalo, predomínio de grãos moderadamente selecionados, representando cerca de 83% das amostras, seguido pelas pobremente selecionadas (12%) e bem selecionadas (5%).

Os sedimentos moderadamente selecionados apresentaram distribuição uniforme por toda a região, não indicando padrões específicos, quanto ao comportamento desde índice granulométrico próximo à estrutura dos *beachrocks*, como também, à foz do rio São Miguel. Os pobremente selecionados aparecem como mancha isoladas na região entre os perfis 1 e 4, a uma distância variando desde 1356m a 2784m no sentido *offshore*. Sendo que, na região a nordeste dos *beachrocks*, próximo a região do perfil 2, os sedimentos pobremente selecionados se encontram próximos a costa. Os bem selecionados estão localizados de maneira isolada a nordeste do perfil 4, próximo à região da antepraia superior. De modo geral, a partir das constatações de Niedoroda *et al.* (1985) e Cowell *et al.* (1999), é possível afirmar que o selecionamento dos grãos sofreu uma diminuição no sentido *offshore*, já que a influência das ondas é gradativamente menor a maiores profundidades, diminuindo o transporte seletivo de grãos.

Ao analisar os resultados da distribuição dos sedimentos quanto ao diâmetro médio e o desvio padrão (Figuras 82 e 83), foi possível inferir que os sedimentos bem selecionados, são constituídos em sua maioria por grãos de areia muito finas; e os que variam de areia muito grossa a média, apresentam predomínio moderadamente selecionados. Constatações análogas também foram verificadas em estudos sedimentológicos aplicados em trechos da plataforma continental rasa do Nordeste, tais como, os desenvolvidos por Santos (2004) em Alagoas, e Assis (2007), Gregório (2009), Manso (2012) e Junior (2014), para Pernambuco.

Quanto ao comportamento do selecionamento próximo ao alinhamento dos *beachrocks*, ou seja, na região compreendida entre este e a antepraia superior, verificou-se que o desvio padrão aumenta, refletindo um empobrecimento do selecionamento através da diminuição da ação do transporte seletivo dos grãos; e na região subsequente, o transporte seletivo aumenta gradativamente representando a região com maior influência ondas, e melhor selecionamento entre as amostras.

Figura 83 - Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Desvio Padrão.



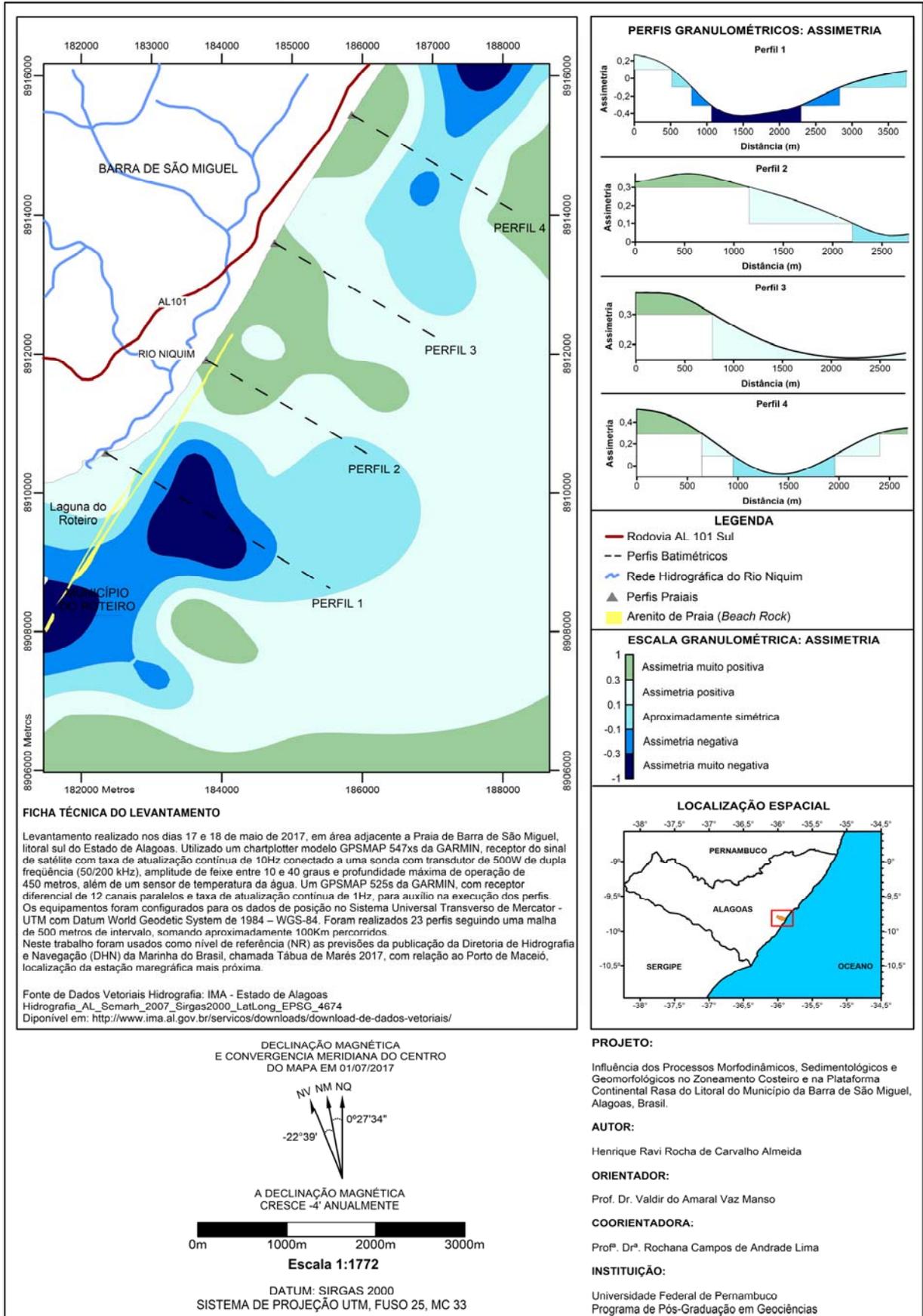
c) Assimetria

O valor da assimetria variou de muito negativa a muito positiva (Figura 84), apresentando neste intervalo, predomínio de grãos com caráter positivo a muito positivo, compondo cerca de 56% das amostras, seguido pelas negativas a muito negativas (27%) e aproximadamente simétricas (17%). Ademais, foi possível observar que as maiores ocorrências de valores negativos se localizaram nas regiões da foz do rio São Miguel, após os *beachrocks* e a nordeste da área de estudo, geralmente acompanhadas por sedimentos aproximadamente simétricos. Os valores positivos se distribuíram ao longo do litoral no sentido *longshore*, desde as proximidades da antepraia superior, se deslocando no sentido *offshore*, com maior evidência, na região compreendida entre os perfis 2 e 3, até apresentar predomínio entre as amostras com o incremento da profundidade.

Ao realizar uma analogia entre o comportamento da assimetria e do diâmetro médios dos grãos (Figuras 84 e 83), verificou-se que a assimetria apresentou uma variação semelhante aos resultados já obtidos para o ambiente praias desta pesquisa, ou seja, não se enquadrando no padrão de distribuição proposto por Duane (1964) e Lira (1997), que afirmaram, respectivamente, que os sedimentos com assimetria negativa, possuem diâmetro médio variando de médio a grosso, visto a atuação dos agentes transportadores de sedimentos mais finos; e positiva, para ambientes com acumulação de sedimentos mais finos, como por exemplo áreas protegidas, onde a atuação do transporte é reduzido. Entretanto, este padrão de comportamento foi constatado, com maior clareza, na região localizada desde a foz do rio São Miguel, se prolongando no sentido *offshore*, até 2170m de distância além dos *beachrocks*, onde os sedimentos com caráter negativo, são representados predominantemente por sedimentos médios e grossos.

A assimetria negativa após o alinhamento estrutural dos *beachrocks*, pode indicar, segundo o proposto por Masselink & Hughes (2003), que a agitação das ondas nesta região é eficiente na suspensão dos grãos mais finos, resultando em depósitos com excesso de sedimentos mais grossos. Além do que, a assimetria negativa poderá estar relacionada a atuação de processos hidrodinâmicos no transporte sedimentar desde a foz do rio São Miguel em direção ao mar, indicando que estes depósitos são residuais e originados em condições de tempestade.

Figura 84 - Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Assimetria.



d) Curtose

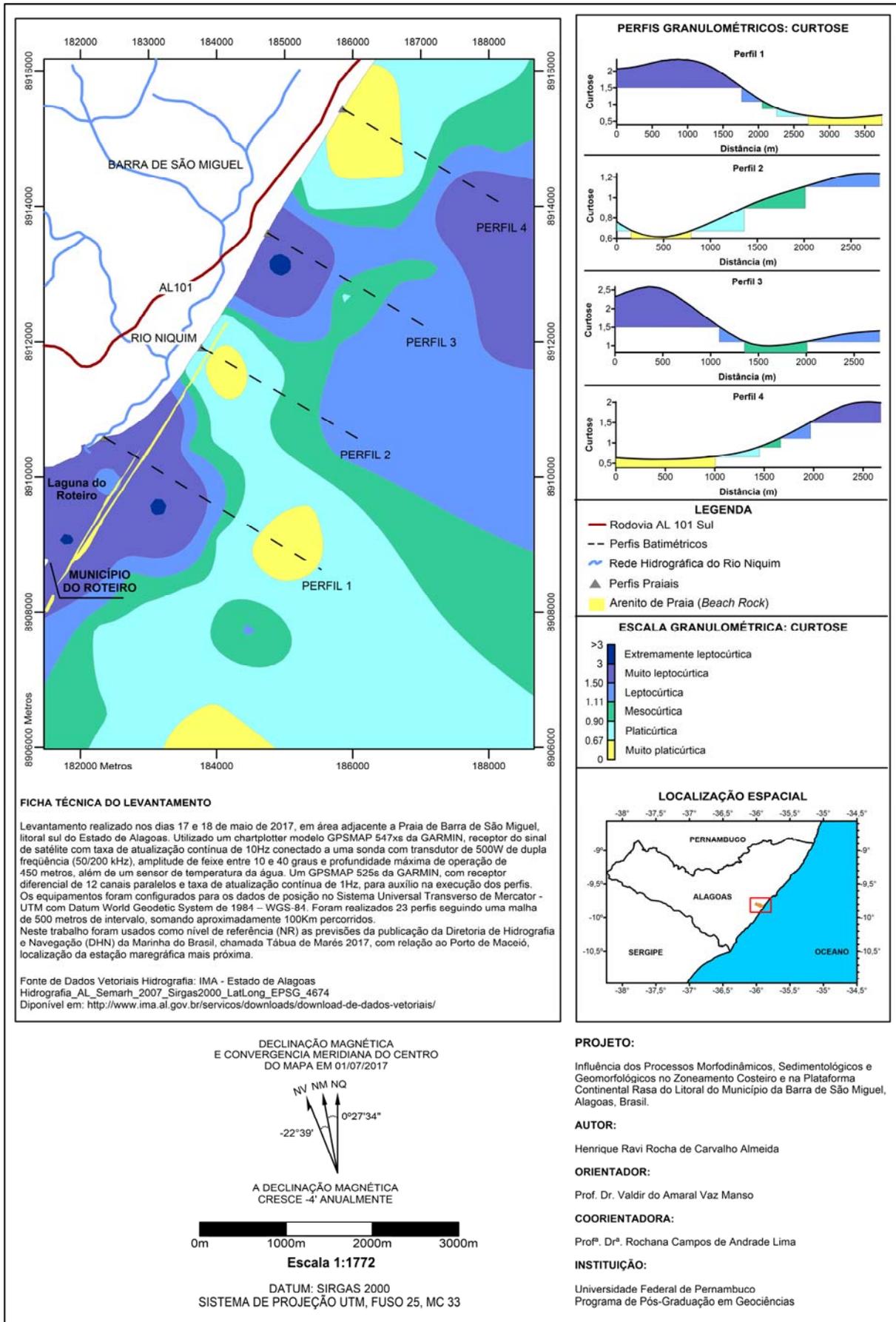
Ao tratar dos valores de curtose, foi possível verificar a existência de diferentes populações de grãos entre as amostras, variando estas, desde muito platicúrticas à extremamente leptocúrticas (Figura 85), apresentando neste intervalo, predomínio de grãos platicúrticos, representando cerca de 34% das amostras, seguido pelas mesocúrticas (22%), muito platicúrticas (15%), leptocúrticas (15%), extremamente leptocúrticas (10%) e muito leptocúrticas (4%).

Os valores mais altos de curtose (extremamente e muito leptocúrticos) foram observados próximo a foz do rio São Miguel e a Nordeste do perfil 2. Os mais baixos (muito platicúrticos), foram encontrados distribuídos em forma de manchas próximo à costa entre os perfis 2 e 4, como também, a aproximadamente 3000m de distância dos *beachrocks* no sentido *offshore*. Os intermediários (mesocúrticos), se distribuíram na foz do rio São Miguel, logo após os sedimentos de caráter leptocúrticos, como também, a Sudeste e Nordeste do perfil 2, desde as proximidades da antepraia superior, se estendendo com o incremento da profundidade.

Segundo Santos (2004), os valores de curtose estão relacionados às condições de movimentação do ambiente sedimentar, ou seja, as amostras que apresentam distribuições, leptocúrticas e muito leptocúrticas são de ambientes de maior movimentação; mesocúrtica de movimentação intermediária; e platicúrtica a muito platicúrtica de ambientes de baixa movimentação.

Em relação ao comportamento da curtose quanto a presença dos *beachrocks*, foi possível observar que as maiores amplitudes dos valores muito leptocúrticos estão distribuídos antes e após este substrato, diminuindo com o aumento da profundidade.

Figura 85 - Mapa de distribuição granulométrica da plataforma continental rasa do município da Barra de São Miguel, Alagoas, Brasil: Curtose.



6.3 PROFUNDIDADE DE FECHAMENTO

No intuito de obter um diagnóstico do comportamento temporal da profundidade de fechamento (d_1), os cálculos foram realizados considerando os dados obtidos para cada estação climática e os compilados para o período anual.

A análise dos dados aplicados às equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985) resultaram em valores da profundidade de fechamento que variaram dentre as estações climáticas de um máximo de $d_1 = 8,46\text{m}$ durante o inverno, a um mínimo de $d_1 = 3,76\text{m}$ no verão. No entanto, ao integrar os dados temporais, considerando o período anual, o valor máximo apresentado foi de $d_1 = 8,77\text{m}$ e mínimo de $d_1 = 6,22\text{m}$ (Tabela 12).

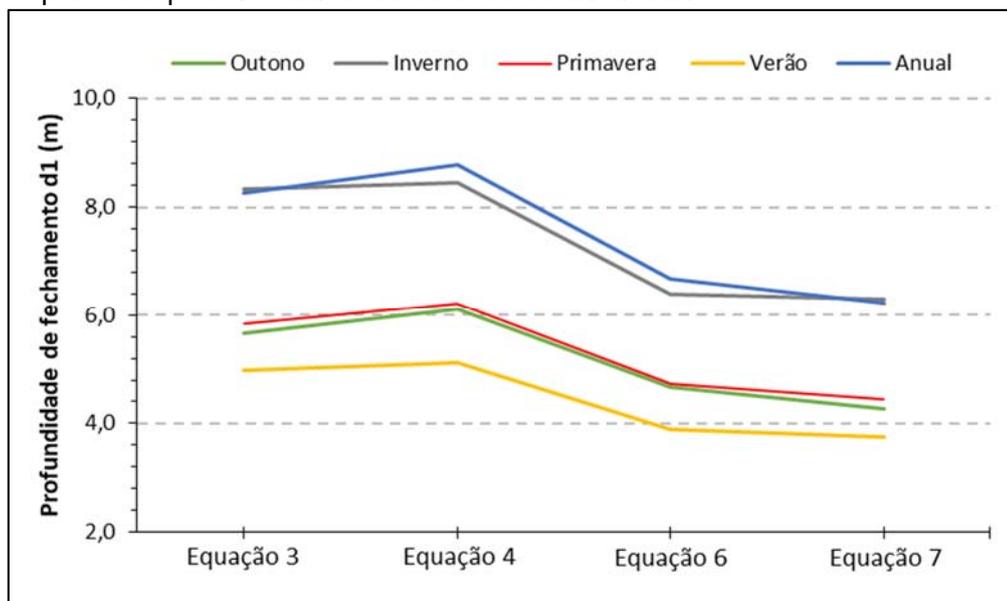
Estes resultados ilustram a íntima relação da profundidade de fechamento, determinada pelas equações dos autores acima tratados, com a altura de onda. As maiores alturas e períodos mais intensos se desdobram em uma profundidade de fechamento maior.

Tabela 12 - Parâmetros estatísticos e profundidade de fechamento d_1 , considerando o período das estações climáticas e anual.

Período	Parâmetros				Profundidade de Fechamento d_1 (m)			
					Hallermeier (1981)		Birkemeier (1985)	
	Hs	σ	Ts	g	3	4	6	7
Outono	1,78	0,19	12,26	9,80	5,65	6,11	4,66	4,27
Inverno	2,46	0,31	10,47	9,80	8,33	8,46	6,40	6,31
Primavera	1,88	0,19	10,73	9,80	5,85	6,22	4,73	4,44
Verão	1,44	0,19	8,66	9,80	4,97	5,13	3,89	3,76
Anual	2,15	0,36	13,20	9,80	8,26	8,77	6,68	6,22

A modificação temporal da profundidade de fechamento observada (Tabela 12 e Figura 86) é justificada por Nicholls *et al.* (1998), com sendo uma resposta integrada do perfil litorâneo a diversos eventos de deposição e erosão ao longo de um período de tempo. Hallermeier (1981) também argumenta que esta profundidade é controlada pela altura de onda incidente sobre uma praia, sendo razoável supor que este limite será tanto maior quanto maior for a altura de onda. Ao longo de uma escala de tempo pré-determinada, espera-se que a mesma seja inferida em função das maiores alturas de onda do período.

Figura 86 - Profundidade de fechamento a partir dos parâmetros de ondas previstos pelo CPTEC entre os anos de 2016 e 2017.



Ainda sobre a figura 86, é evidente a diferença entre os valores previstos para profundidade de fechamento através das diferentes equações. Dentre as estações climáticas, as equações 3 e 4 forneceram valores da ordem de 4 a 6m, com exceção do inverno, cujo valor de fechamento ultrapassou 8m, indicando uma possível influência de eventos de tempestade na altura significativa e no desvio padrão durante esta estação. As equações 6 e 7 resultaram em valores médios da ordem de 3 e 5m, a partir da onda significativa calculada, com exceção do inverno, que apresentou valores superiores a 6m.

Ao analisar o comportamento da profundidade de fechamento a partir da compilação dos dados temporais do clima de ondas significativas, foi possível perceber que o terço superior das maiores ondas registradas durante os anos de 2016 e 2017 apresentaram amplitudes semelhantes às encontradas durante o inverno. Com isso, verifica-se que a influência das maiores alturas de ondas está diretamente relacionada com a amplitude da profundidade de fechamento, principalmente quando este limite é calculado através da altura de onda extrema significativa.

Assim, os valores obtidos corroboram com as observações de Assis (2007), Junior (2014) e Barreto (2014), que em estudos desenvolvidos no litoral de Pernambuco; e Belligotti (2009) para o litoral do Rio de Janeiro, verificaram que as equações de Birkemeier (1981) produzem em média uma estimativa de 20 a 25%

menor da profundidade de fechamento (d_1) que a equação de Hallermeier (1985), para determinadas condições de onda.

Esta variação da profundidade de fechamento seria esperada, visto que a equação de Birkemeier (1985) apenas reduz os coeficientes da equação de Hallermeier (1981), ou seja, é menos extrema e fornece uma estimativa não tanto cautelosa quando comparada com a de Hallermeier, cuja equação apresenta valores superestimados da profundidade de fechamento.

Afim de definir um valor padrão, esta pesquisa, adotou como referência para o cálculo da profundidade de fechamento, $d_1 = 7,48\text{m}$, obtido através da média aritmética da compilação das observações anuais.

Em relação ao limite oceânico (d_2), ou seja, a região de menor influência das ondas sobre os sedimentos do leito marinho, foi empregado a equação 8 considerando a distribuição do diâmetro médio dos sedimentos sobre a plataforma continental rasa.

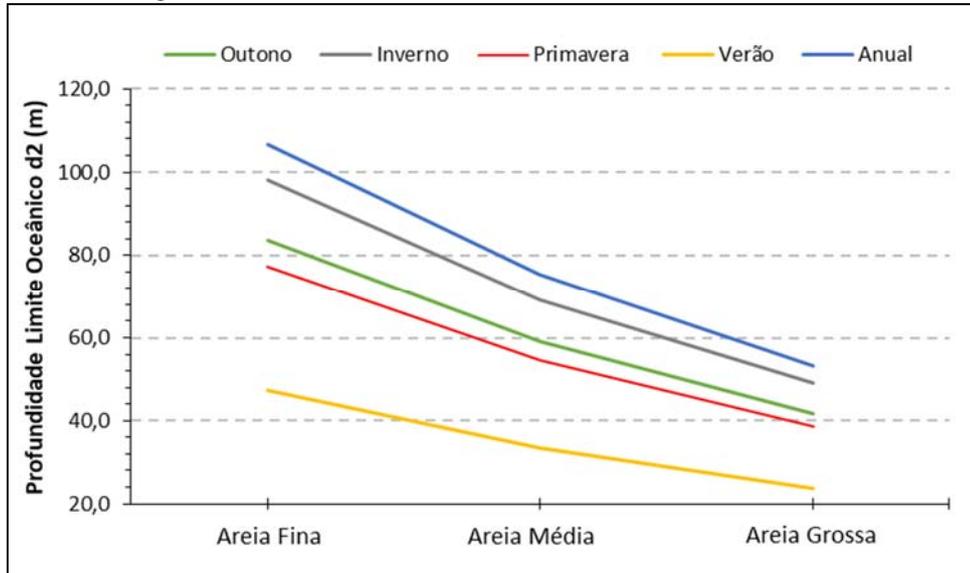
Segundo Assis (2007) o conhecimento da granulometria para a determinação de d_2 é importante, visto que o valor do limite oceânico se duplica ao ser considerada uma variação da fração areia grossa para areia fina.

Com tudo, de modo a determinar a amplitude do limite oceânico (d_2), esta pesquisa aplicou a equação 8 para diferentes períodos climáticos e valores de diâmetros médios (Tabela 13 e Figura 87), ou seja, deste a fração areia fina ($\phi = 0,125\text{mm}$), areia média ($\phi = 0,25\text{mm}$) e areia grossa ($\phi = 0,5\text{mm}$), intervalo este, mais representativo entre as amostras coletadas.

Tabela 13 - Parâmetros estatísticos e limite oceânico (d_2), considerando o período das estações climáticas e anual.

Período	Parâmetros				Limite Oceânico d_2 (m)		
					Areia Fina	Areia Média	Areia Grossa
	Hs	σ	Ts	g	$\phi = 0,000125$	$\phi = 0,00025$	$\phi = 0,0005$
Outono	1,78	0,19	12,26	9,80	83,49	59,04	41,74
Inverno	2,46	0,31	10,47	9,80	97,99	69,29	48,99
Primavera	1,88	0,19	10,73	9,80	77,24	54,62	38,62
Verão	1,44	0,19	8,66	9,80	47,30	33,45	23,65
Anual	2,15	0,36	13,20	9,80	106,64	75,41	53,32

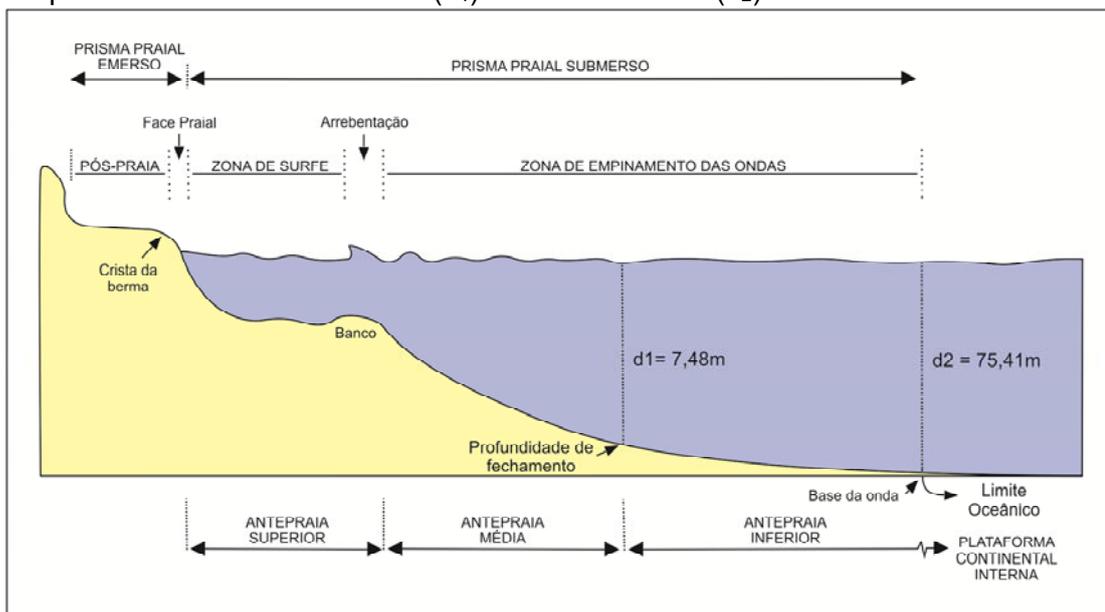
Figura 87 - Comportamento do limite oceânico (d_2) a partir dos parâmetros de ondas e granulométricos.



Como na área estudada há um domínio granulométrico das frações mais grossas, foi considerado o diâmetro médio de 0,00025m, que equivale à areia média para o cálculo do limite oceânico (d_2).

O valor do limite oceânico considerado, a exemplo do método utilizado no cálculo da profundidade de fechamento (d_1), representa a média dos valores significativos obtidos a partir da compilação e análise dos dados anuais, o que resultou em $d_2 = 75,41\text{m}$ (Figura 88).

Figura 88 - Perfil esquemático da compartimentação litorânea com o posicionamento da profundidade de fechamento (d_1) e limite oceânico (d_2).



Fonte: Adaptado de Short (1999).

6.4 RETROGRADAÇÃO E VULNERABILIDADE LITORÂNEA

O estabelecimento do recuo do litoral ou retrogradação litorânea a partir da configuração do prisma praial definido pela profundidade de fechamento (d_1), foi determinado através da regra de Brunn (1962) (vide equação 9), para regiões de praias arenosas, considerando os efeitos decorrentes da elevação do nível médio do mar.

Para tanto, tornou-se necessário aplicar o coeficiente estabelecido por Nicholls *et al.* (1995), de 1,75, ao resultado médio anual da profundidade de fechamento, $d_1 = 7,48\text{m}$ (vide tabela 11), obtido através das equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1981). Desta forma, foi possível inferir o ajuste da profundidade de fechamento para o litoral da área em um período de 100 anos, $d_{1,100} = 13,09\text{m}$, ou seja, um acréscimo ao valor da profundidade (d_1) de aproximadamente 5,61m.

Os valores obtidos condizem proporcionalmente com os verificados por Muehe (2001) para o litoral brasileiro através de dados de onda medidos por ondógrafos e observações visuais, dispersos ao longo de vários pontos da linha de costa, onde a altura média significativa das ondas de 1,2m e desvio padrão de 0,38m resultaram em profundidades médias anuais de fechamento do perfil de 6,5m e 11,4m para respectivamente d_1 e $d_{1,100}$.

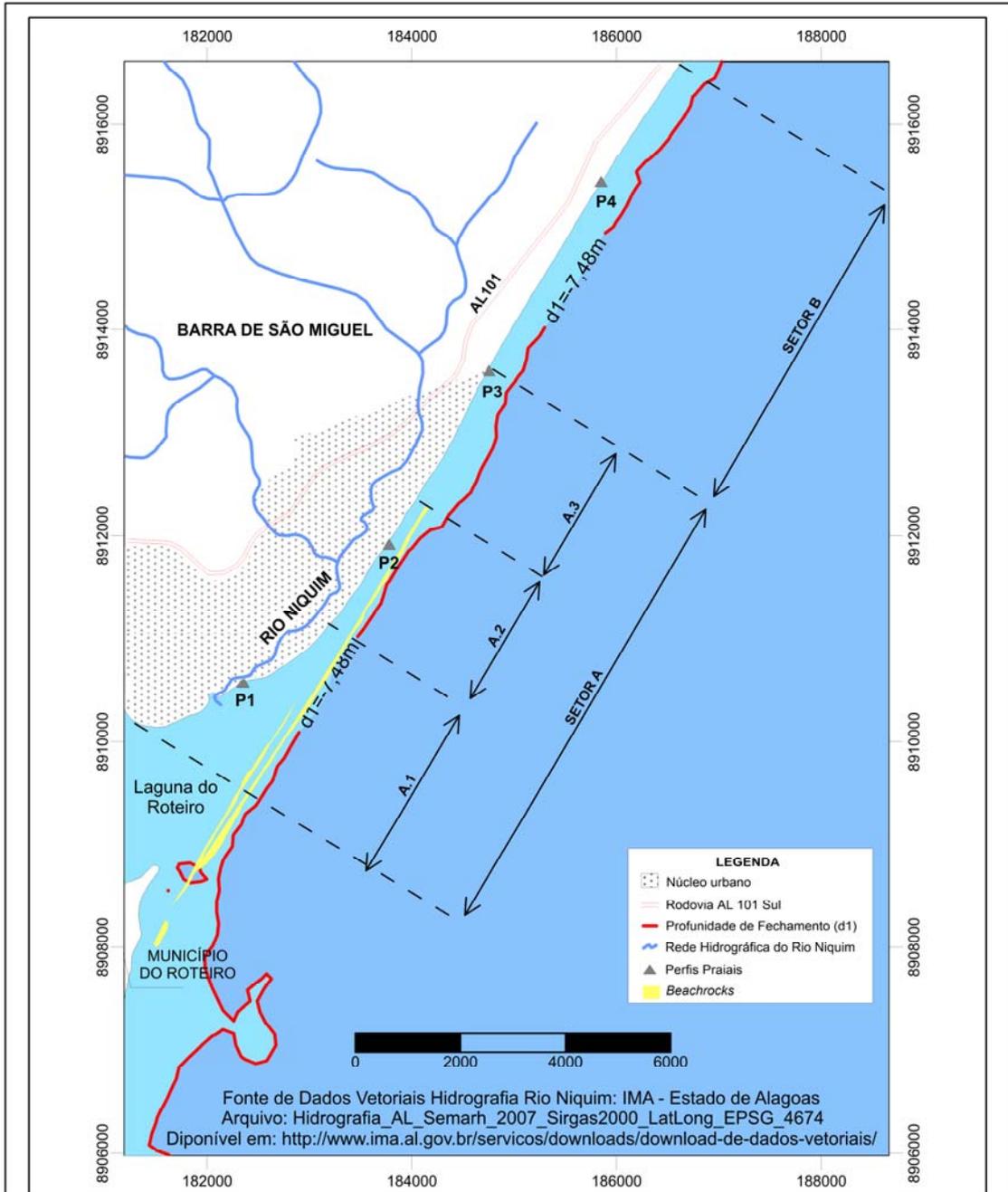
Na sequência, para a determinação do recuo erosivo da linha de costa devido à elevação do nível do mar (R), foi levado em consideração dois cenários de impacto da elevação do nível do mar sobre os continentes, previstos pelo IPCC (2013). As previsões mais pessimistas consideraram que a elevação do nível do mar irá atingir 1m até o ano de 2100; e a segunda, mais provável, é que irá alcançar 0,48m neste período.

Segundo Muehe (2001), o ajustamento da linha de costa, a uma elevação do nível do mar, também depende das características geomorfológicas e petrográficas da mesma, podendo os efeitos variar entre nenhum (costão rochoso), erosão (praias arenosas, falésias sedimentares) e inundação (áreas baixas frequentemente ocupadas por manguezais ou marismas) (vide Tabela 8).

Portanto, com base na resposta dos diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível do mar e para melhor representação cartográfica, os 10 quilômetros lineares de costa da área de estudo, foram subdivididos em dois setores (Figura 89),

contemplando a ocupação antrópica, as diferentes altitudes absolutas da linha de costa (h), a variação da largura do perfil ativo (L) e as características geomorfológicas.

Figura 89 - Mapa dos setores de retrogradação do litoral do Município da Barra de São Miguel, Alagoas



AUTOR:
Henrique Ravi Rocha de Carvalho Almeida

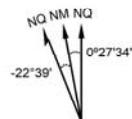
ORIENTADOR:
Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso

COORIENTADORA:
Profª. Drª. Rochana Campos de Andrade Lima

INSTITUIÇÃO:
Universidade Federal de Pernambuco
Programa de Pós-Graduação em Geociências

DATUM: SIRGAS 2000
SISTEMA DE PROJEÇÃO UTM, FUSO 25, MC 33

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO
DO MAPA EM 01/07/2017



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCERÁ -4' ANUALMENTE

LOCALIZAÇÃO ESPACIAL



Ao utilizar os cenários inferidos pelo IPCC (2013) para a elevação do nível do mar sobre os continentes até o ano 2100 (S_1 e S_2), em conjunto com as variáveis da fórmula de Bruun (1962) (h , H , L e G), foi possível obter os recuos erosivos (R_1 e R_2) para os dois setores analisados (Tabela 14).

Tabela 14 - Valores médios para as variáveis da fórmula de Bruun (1962).

Setor	Subsetor	Coordenadas Planas UTM (m) SIRGAS2000, Fuso 25		h (m)	H (m)	L (m)	G (m)	S ₁ (m)	R ₁ (m)	S ₂ (m)	R ₂ (m)
		Norte	Este								
A	A.1	8910176	181296	1,81	9,29	714,20	1	0,48	36,88	1	76,88
		8911139	183198								
	A.2	8911139	183198	2,98	10,46	185,46	1	0,48	8,50	1	17,73
		8912353	184056								
	A.3	8912353	184056	3,35	10,82	258,69	1	0,48	11,47	1	23,91
		8913621	184763								
B	-	8913621	184763	2,76	10,24	322,14	1	0,48	15,10	1	31,45
		8916590	186626								

Em que: h é a altitude absoluta da feição emersa ativa (neste caso, a crista da berma); H é a altura do perfil ativo, determinada pela somatória da altura absoluta (h), com a profundidade de fechamento (d_1); L é o comprimento do perfil ativo, que compreende a distância entre a elevação máxima do perfil ativo (h) e a profundidade de fechamento (d_1); G , que representa a proporção de material erodido que se mantém no perfil ativo (geralmente adotado o valor de 1, devido à complexidade de avaliação); S , representa os cenários de elevação do nível do mar sobre os continentes (IPCC, 2013); e R , são os recuos erosivos da linha de costa devido aos cenários de elevação do nível do mar (S).

O **Setor A** possui extensão linear de aproximadamente de 4,75km e está inserido em uma região caracterizada por intensa ocupação antrópica, definida por edificações típicas de veraneio e comerciais ao logo da linha de costa. Compreende o trecho limitado pelas coordenadas planas UTM 181306mE, 8910179mN e 184757mE, 8913649mN (Datum SIRGAS2000), representando estas, respectivamente, a foz do rio São Miguel, a Sudoeste, e o hotel Kenoa (ultima edificação da região litorânea), a Nordeste.

A geologia desta região é representada por terraços marinhos com areias advindas do Pleistoceno posicionados nas porções mais internas da planície costeira, e externamente a estes, os Holocênicos, dispostos ao longo da costa. As feições morfológicas identificadas neste trecho são caracterizadas pelos modelados de acumulação, através dos bancos de areia, barra arenosa, várzeas fluviais, *beachrocks* e praia arenosa.

A subdivisão desse trecho em 3 subtrechos (A_1 , A_2 e A_3), levou em consideração o baixo gradiente topográfico da face praial, de aproximadamente 1,65% próximo à foz do rio São Miguel, sofrendo incremento com a distância até alcançar 10,49% no extremo Nordeste; as altitudes da linha de costa (h), que também variaram em torno de 1,81m a 3,35m de modo análogo aos gradientes topográficos; a modificação da largura do perfil ativo (L (m)) ao longo da linha de costa, com amplitude média de 455,51m entre os extremos Sudoeste e Nordeste deste setor (Vide Figura 88).

Subsetor A_1 - Está localizado próximo a foz dos rios São Miguel e Niquim, limitado pelas coordenadas planas UTM (8.910.176mN, 181.296mE) e (8.911.139, 183.198mE), com extensão aproximada de 2,55km e altitude absoluta da feição emersa (h) de 1,81m.

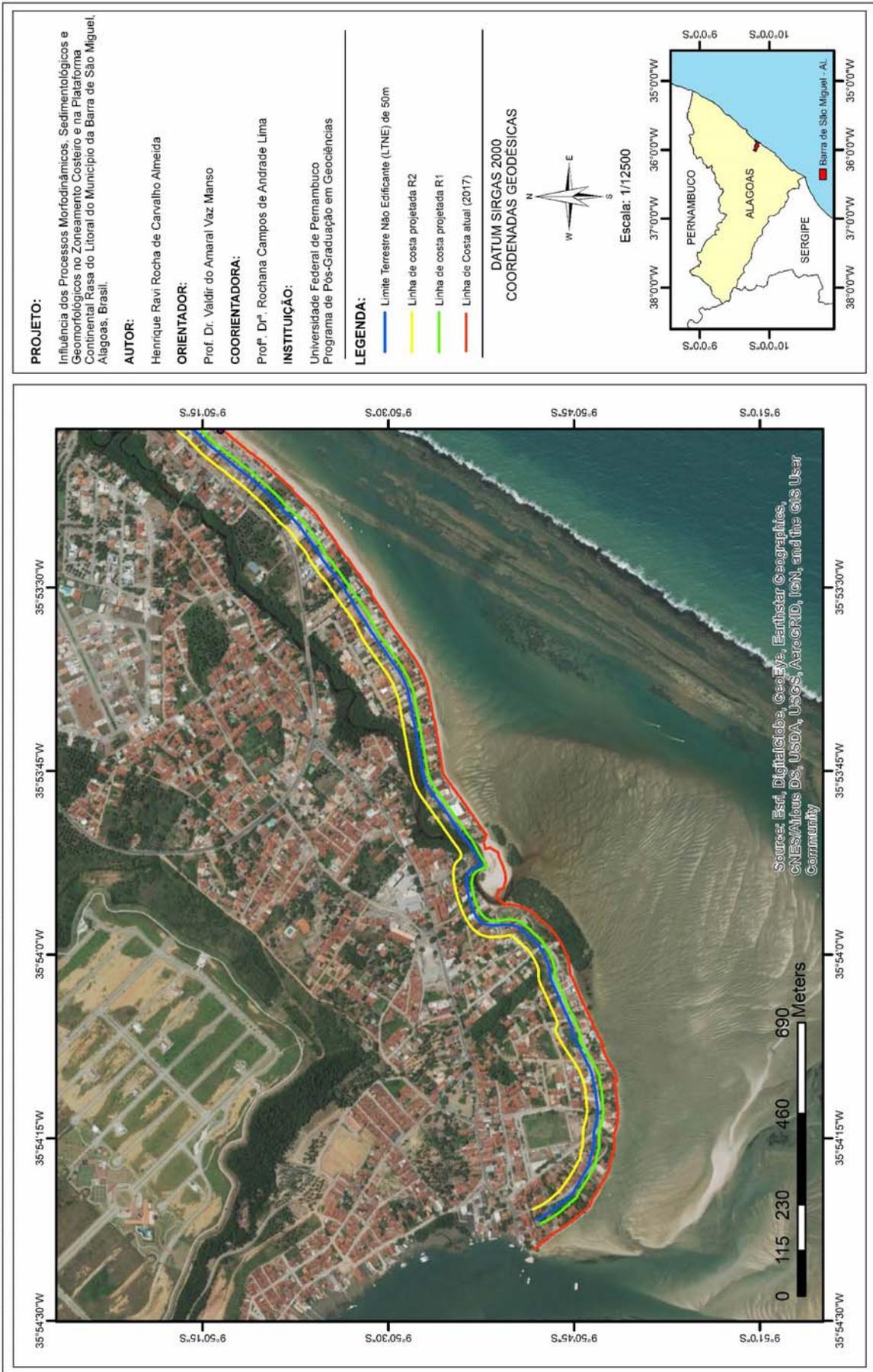
Apresenta largas faixas de praia durante a baixa-mar, influência direta dos depósitos de areia em forma de bancos e dunas subaquáticas. No entanto, ao considerar o nível de preamar, a maré restringe o litoral a região limitante da pós-praia.

A pós-praia caracteriza-se pela ocupação antrópica intensa e consolidada, seja por edificações residenciais, de veraneio, e comerciais; influenciando diretamente na degradação da vegetação nativa, impermeabilização dos terraços marinhos e alteração no regime de movimentação dos sedimentos.

Este subsetor representa o trecho do litoral com a maior diversidade geomorfológica da área de estudo. Se destacam os depósitos e várzeas flúvio-lagunares com baixo gradiente topográfico, identificados pela presença dos manguezais nas regiões de influência do rio Niquim e São Miguel; as praias arenosas e o alinhamento estrutural de *beachroks*.

Ao considerar o cenário de elevação do nível do mar (S_1) de 48cm, estimado como mais provável, A_1 indicou uma retrogradação (R_1) de 36,88m. Quando comparado a um panorama aqui denominado de pessimista ($S_2 = 1$ m), a retrogradação (R_2) seria de 76,88m. Mesmo no cenário otimista, essa extensão dos recuos, já atingiriam as edificações existentes na região da pós-praia (Figura 90).

Figura 90 - Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A1.



Dentro da proposta de Nicholls *et al.* (1995), por apresentar feição costeira tipificada como praia arenosa, a região irá exibir processo erosivo em grande parte de sua extensão, com exceção das áreas mais baixas de manguezais, que sofrerão inundação (Figura 91).

Figura 91 - Manguezal instalado na planície de inundação de maré próxima à foz do rio Niquim.



Na plataforma interna, os alinhamentos de *beachrocks* estão posicionados oblíquos à costa, constituindo estas, estruturas relacionadas a interação entre os agentes hidrodinâmicos que atuam na morfodinâmica da costa, influenciando significativamente no clima das ondas e no modelado do prisma praiial.

É importante ressaltar que a presença dos *beachrocks*, contínuos, oblíquos a costa e emersos durante a baixa-mar, determinaram especificamente, áreas de proteção do litoral, visto que dissipam parte da energia das ondas, estabelecendo dois pontos de quebra de ondas distintos, sendo um na linha de *beachrocks* e o segundo, de menor intensidade, na face da praia.

Quanto à vulnerabilidade, podemos classificá-la, conforme critérios estabelecidos por Dal Cin & Simeoni (1994), como sendo de alta vulnerabilidade, em função da largura reduzida da praia, do alto nível de impermeabilização dos cordões litorâneos através da urbanização desordenada, e das obras de proteção da pós-praia (Figuras 92, 93 e 94).

Figura 92 - Trecho com Alta Vulnerabilidade: Muros de praia com face do enrocamento concretado para galgamento das ondas; Alta urbanização da pós-praia; e ausência de praia durante o período de preamar.



Figura 93 - Trecho com Alta Vulnerabilidade: Construção de dissipador de energia de ondas do tipo *Bagwall*; Alta urbanização da pós-praia; e praia reduzida durante o período de preamar.

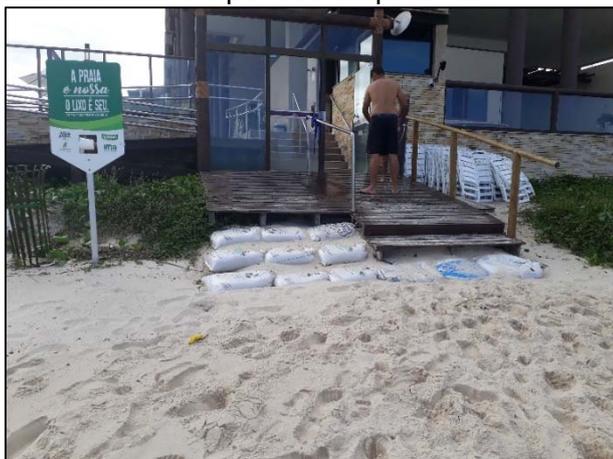
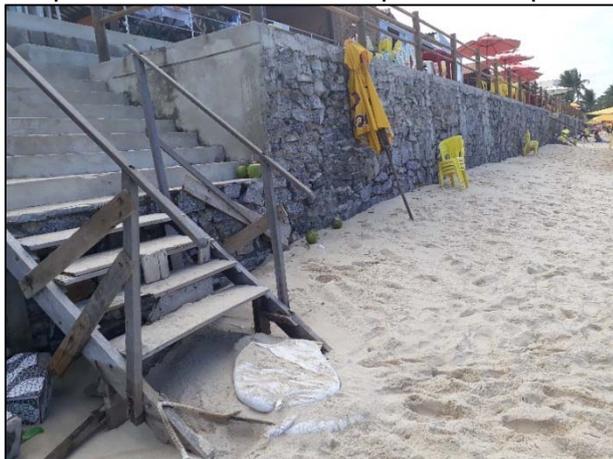


Figura 94 - Trecho com Alta Vulnerabilidade: Impermeabilização do cordão litorâneo através da construção de muros de praia; Alta urbanização da pós-praia; e praia reduzida durante o período de preamar.



A delimitação de um limite terrestre não edificante (LTNE), ou seja, uma faixa mínima de proteção e de manutenção da estética da paisagem, foi estabelecida a partir das distâncias entre a linha de preamar em direção ao continente, conforme critérios avaliativos definidos pela Lei 7.661/88 (Plano nacional de gerenciamento costeiro) e Muehe (2001).

Logo, foi possível inferir que este subsetor está inserido em uma região caracterizada por apresentar *Orla terrestre urbanizada, Lagunas e lagoas costeiras e Estuários*, devendo ser estabelecido um LTNE de 50m a partir da fronteira da praia ou da base do reverso da duna frontal, quando existente, em direção ao continente; e nas áreas inundáveis, por uma isolinha localizada a uma cota de pelo menos 1m acima do limite da área atualmente alcançada pela preamar de sizígia.

Ao relacionar o cenário otimista de retrogradação (R_1) ao LTNE, verifica-se que 74,46% da região não edificante será impactada pela elevação do nível do mar, evidenciando a coerência da legislação em exigir a delimitação de áreas de proteção costeira.

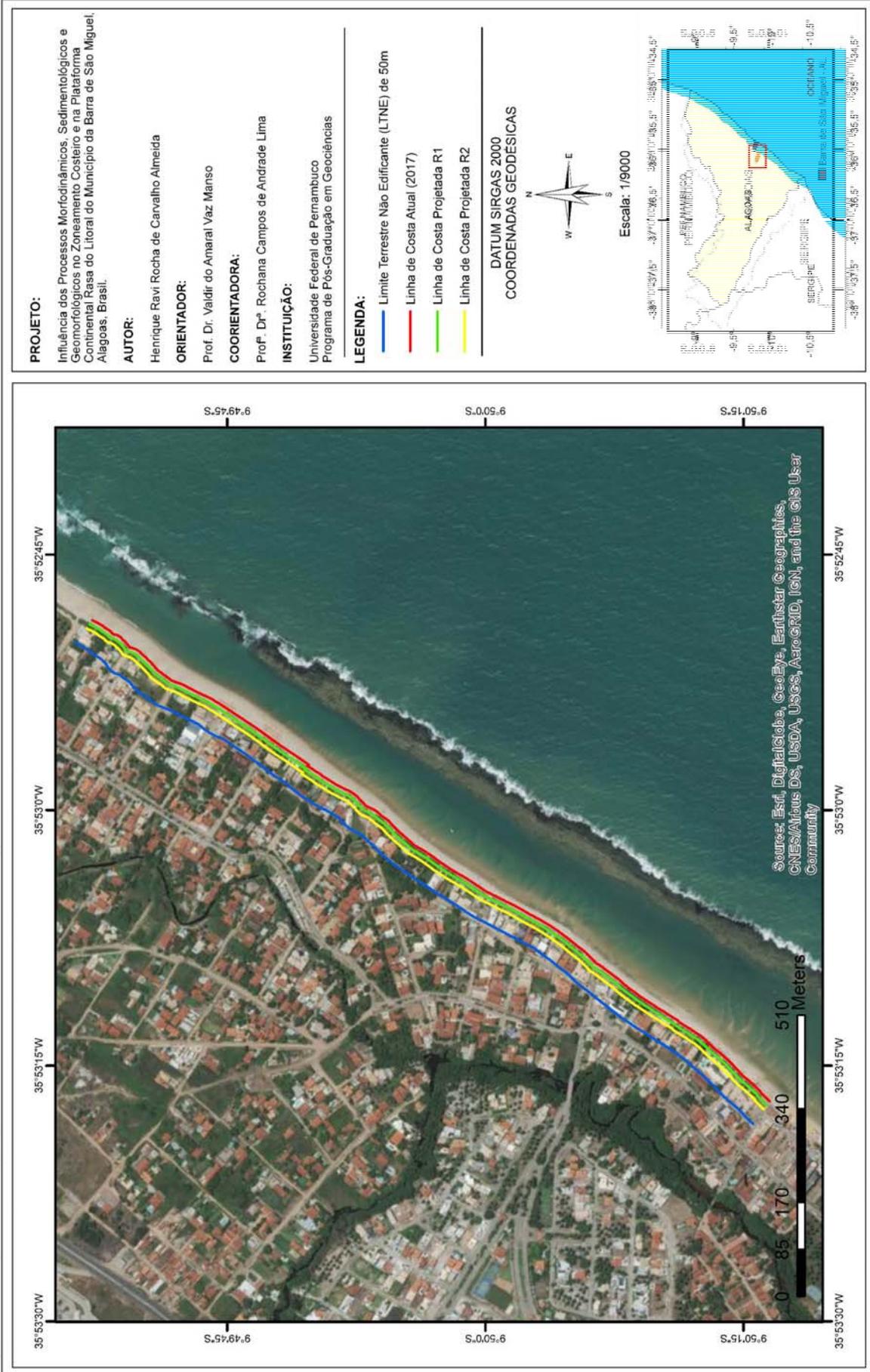
No entanto, ao considerar um cenário pessimista para retrogradação (R_2), o valor estipulado por lei de 50m para LTNE, não seria suficiente para garantir a preservação da praia e pós-praia, visto que a área afetada ultrapassaria o limite não edificante em aproximadamente 26,88m continente a dentro.

Subsetor A₂ - Está limitado pelas coordenadas planas UTM (8.911.139mN, 183.198mE) e (8.912.353mN, 184.056mE), possui extensão aproximada de 1,50km e altitude absoluta da feição emersa (h) de 2,98m.

Dentre as feições geomorfológicas identificadas, se destacam os depósitos e várzeas flúvio-lagunares, identificados pela presença dos manguezais nas regiões de influência do rio Niquim; os terraços marinhos holocênicos; a praia arenosa e os *beachrocks* posicionados paralelos à costa.

Ao considerar os cenários de elevação do nível do mar (S_1 e S_2), estimados respectivamente, como mais otimista e pessimista, A₂ indicou uma retrogradação R_1 de 8,50m e R_2 de 17,73m. Essa extensão dos recuos, mesmo no cenário mais provável (otimista), já atingiriam as edificações existentes na região da pós-praia (Figura 95), porém com menos amplitude, quando comparado aos efeitos da elevação do nível do mar sobre o subsetor A₁.

Figura 95 - Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A2.



Segundo o proposto por Nicholls *et al.* (1995), este trecho do litoral irá apresentar processo erosivo em grande parte de sua extensão, com exceção das áreas mais baixas de manguezais, localizadas ao longo do rio Niquim, que sofrerão inundação.

Quanto à vulnerabilidade, podemos classificá-la, conforme Dal Cin & Simeoni (1994), como sendo de alta (predominante) a baixa vulnerabilidade, em função do nível de impermeabilização da pós-praia através da urbanização desordenada, da praia bem desenvolvida e da instalação de obras de contenção do cordão litorâneo (Figuras 96 e 97).

Figura 96 - Trecho com Alta Vulnerabilidade: Contenção do cordão litorâneo através da construção de muros de praia; Alta urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.



Figura 97 - Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos preservados e fixados por vegetação de restinga; Média urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.



A partir dos critérios avaliativos definidos pela Lei 7.661/88 e Muehe (2001) foi possível determinar um limite terrestre não edificante (LTNE), visto que este subsetor está inserido em uma região caracterizada por apresentar *Orla terrestre urbanizada e Áreas inundáveis*, devendo respectivamente, ser estabelecido uma LTNE de 50m a partir da fronteira da praia ou da base do reverso da duna frontal, quando existente, em direção ao continente; e nas áreas inundáveis, por uma isolinha localizada a uma cota de pelo menos 1m acima do limite da área atualmente alcançada pela preamar de sizígia.

Ao relacionar o cenário otimista de retrogradação (R_1) ao LTNE, verifica-se que 16,75% da região não edificante será impactada pela elevação do nível do mar, corroborando com a legislação quanto a delimitação de áreas de proteção costeira.

Subsetor A₃ - Está limitado pelas coordenadas planas UTM (8.912.353mN, 184.056mE) e (8.913.621mN, 184.763mE), possui extensão aproximada de 1,50km e altitude absoluta da feição emersa (h) de 3,35m.

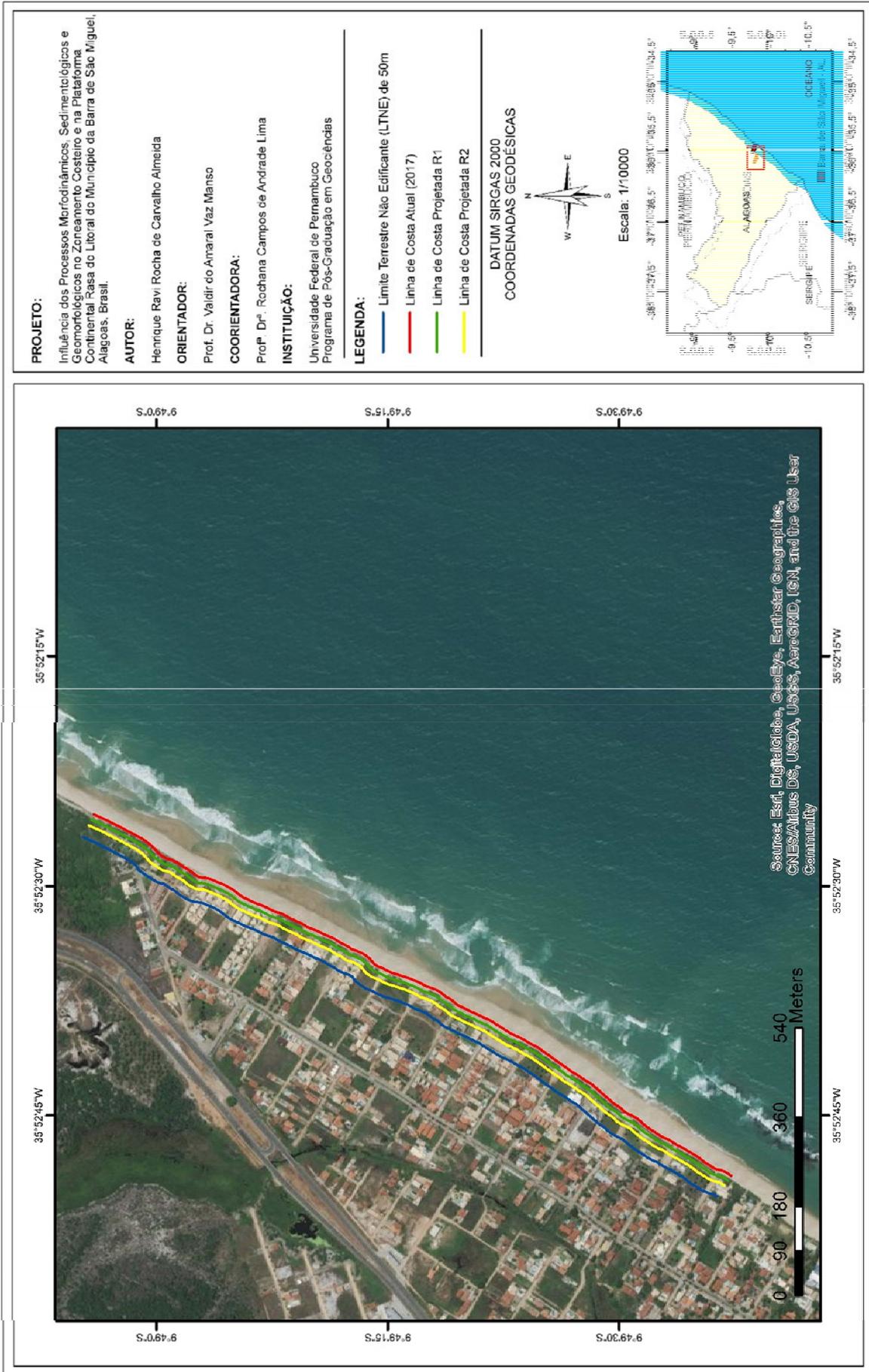
Apresenta largas faixas de praia durante a baixa-mar. No entanto, ao considerar o nível de preamar de sizígia e/ou eventos de tempestade, a maré restringe a face praial à porção sub-aérea mais interiorizada, delimitada por bermas mais elevadas.

Dentre as feições geomorfológicas identificadas, se destacam os depósitos e várzeas flúvio-lagunares, pela presença dos manguezais nas regiões de influência do rio Niquim; os terraços marinhos holocênicos; e a praia arenosa. Neste momento, o alinhamento estrutural dos *beachrocks* não mais aflora durante a baixa-mar, tornando a reaparecer na praia do francês, Município de Marechal Deodoro.

Ao avaliar os cenários de elevação do nível do mar (S_1 e S_2), os panoramas indicam uma retrogradação R_1 de 11,47m e R_2 de 23,91m. Ao avaliar a extensão dos recuos, verifica-se que mesmo no cenário otimista, já haveriam impacto sobre as edificações existentes na região da pós-praia (Figura 98).

Levando em consideração a proposta de Nicholls *et al.* (1995), o litoral irá apresentar processo erosivo em grande parte de sua extensão, com exceção das áreas interiores, mais baixas, de manguezais, e sob influência do rio Niquim, que sofrerão inundação.

Figura 98 - Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Subsetor A₃.



Distinto dos subsetores A₁ e A₂, o baixo nível de ocupação antrópica verificada neste segmento do litoral, em específico, na faixa da pós-praia, já representa uma redução do processo degradante da vegetação de restinga, da destruição de dunas e da impermeabilização dos terraços marinhos holocênicos.

Quanto à vulnerabilidade, podemos classificá-la, conforme Dal Cin & Simeoni (1994), como sendo de baixa (predominante) a alta vulnerabilidade, em função do nível de impermeabilização da pós-praia através da urbanização desordenada, da praia reduzida e de obras de contenção da pós-praia (Figuras 99 e 100).

Figura 99 - Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos preservados e fixados por vegetação de restinga; Baixa urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.



Figura 100 - Trecho com Alta Vulnerabilidade: Cordões litorâneos ocupados e fixados por muros de praia; Média urbanização da pós-praia; e Praia bem desenvolvida.



Estando inserido em uma região caracterizada por apresentar *Orla terrestre urbanizada e Áreas inundáveis*, segundo critérios avaliativos definidos pela Lei 7.661/88 (Plano nacional de gerenciamento costeiro) e Muehe (2001), deve-se ser estabelecido uma LTNE de 50m a partir da fronteira da praia ou da base do reverso da duna frontal, quando existente, em direção ao continente; e nas áreas inundáveis sob influência do Rio Niquim, por uma isolinha localizada a uma cota de pelo menos 1m acima do limite da área atualmente alcançada pela preamar de sizígia.

Quanto as regiões costeiras delimitadas pelo LTNE, foi possível constatar ao relacionar esta ao cenário de retrogradação R_1 , que 22,98% da região não edificante será impactada pela elevação do nível do mar.

O **Setor B** está limitado pelas coordenadas planas UTM (8.913.621mN, 184.763mE) e (8.916.590mN, 186.626mE), possui extensão aproximada de 3,50km e altitude absoluta da feição emersa (h) de 2,76m.

A praia emersa é limitada geralmente por bermas seguidas por dunas arenosas consolidadas e recobertas por vegetação típica de restinga que se prolongam até a pós-praia, como poáceas, gramíneas, salsas de praia, capim de areia, psamófica herbácea alastrante e arbustiva de pequeno porte.

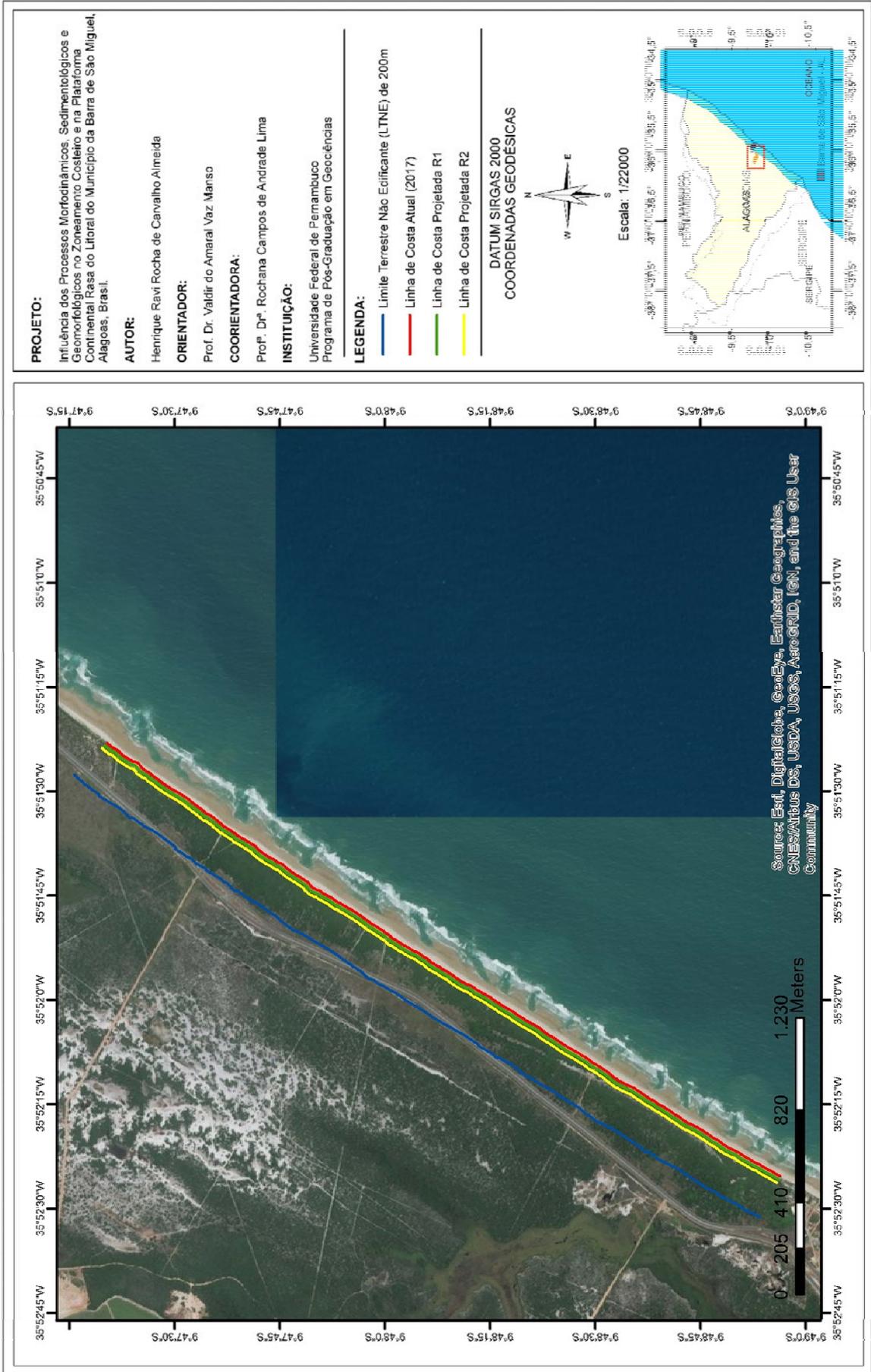
Em alguns trechos, o sistema talude e bermas apresenta zonas erosivas frontais resultantes da dinâmica das ondas durante a preamar de sizígia e/ou de tempestade, retornando a se reconstituir entre estes momentos.

Ao considerar os cenários de elevação do nível do mar (S_1 e S_2), estimados como mais provável e mais pessimista, os panoramas indicaram uma retrogradação R_1 de 15,10m e R_2 de 31,45m. Ao avaliar a extensão destes recuos, verifica-se que em ambos os cenários, não haveriam impactos sobre edificações, visto a ausência de perturbações antrópicas significativas neste trecho do litoral (Figura 101).

Estando este subsetor inserido em uma região caracterizada por apresentar *Orla terrestre não urbanizada*, segundo critérios avaliativos definidos pela Lei 7.661/88 (Plano nacional de gerenciamento costeiro) e Muehe (2001), deve-se ser estabelecido um LTNE de 200m a partir da fronteira da praia ou da base do reverso da duna frontal, quando existente, em direção ao continente.

Assim, ao analisar o impacto da retrogradação R_1 sobre a área definida pelo LTNE, foi possível verificar que 7,46% da região não edificante será impactada pela elevação do nível do mar.

Figura 101 - Mapa de retrogradação do litoral da Barra de São Miguel – Setor B.



Este setor classifica-se como sendo de baixa vulnerabilidade, visto que a mesma apresenta uma compartimentação praial bem desenvolvida e com todos os seus sub-ambientes (pós-praia, praia e antepraia) preservados (Figuras 102 e 103).

Figura 102 - Trecho com Baixa Vulnerabilidade: Cordões litorâneos fixados por vegetação de restinga; e praia bem desenvolvida.



Figura 103 - Ausência de urbanização na região da pós-praia; Terraço marinho holocênico preservado e fixados por vegetação de restinga.



Por fim, considerando os recuos otimistas determinados pela Lei de Brunn (1992); a resposta de diferentes tipos de feições costeiras a uma elevação do nível do mar (Nicholls *et al.*, 1995); e a determinação do limite terrestre não edificante (Muehe, 2001), foi possível estabelecer uma síntese da retrogradação para os setores A e B, observados na tabela 15:

Tabela 15 - Projeção da retrogradação e vulnerabilidade para os setores A e B.

Setor	Sub Setor	Recuo da Linha de Costa (RLC)		Limite Terrestre Não Edificante (LTNE)		¹ Índice de Impacto (%)	² Fator Predominante de Risco à Erosão
		Extensão Otimista (m)	Área (m ²)	Extensão (m)	Área (m ²)		
A	A ₁	36,88	91.645,73	50	123.078,70	74,46	3
	A ₂	8,50	12.618,36	50	75.330,70	16,75	3
	A ₃	11,47	16.865,27	50	73.383,11	22,98	1
B	-	15,10	53.446,49	200	716.564,53	7,46	1

¹Valor representativo do nível de impacto sobre a área delimitada pelo LTNE, levando em consideração a retrogradação estabelecida pelo cenário otimista do RLC; ²Risco à erosão (Dal Cin & Simeoni, 1994): 1 – Baixa vulnerabilidade, 2 – Média Vulnerabilidade e 3 – Alta Vulnerabilidade.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando um monitoramento de curto prazo, os parâmetros estatísticos de desvio padrão, assimetria e curtose, permitiram identificar que os agentes de transporte e deposição dos sedimentos atuantes no litoral do Município da Barra de São Miguel, estabeleceram padrões de distribuição sazonais diferenciados entre as amostras analisadas.

O relacionamento do comportamento distributivo dos sedimentos da região do estirâncio, ao longo das estações climáticas, indicou a existência de um padrão de distribuição quanto ao diâmetro médio, desde areia média a grossa no intervalo amostral de 1 a 8, e média a fina no intervalo de 9 a 19. Além do que, a análise dos demais parâmetros estatísticos, indicou que os mesmos são majoritariamente típicos de ambientes praias, seguidos por fluviais e eólicos.

O monitoramento dos perfis praias, demonstrou que a relação entre volume e estação climática não foram completamente congruentes, ou seja, os perfis monitorados tenderam ao déficit sedimentar em no mínimo 2 das 4 estações climáticas, apresentando os perfis 1 e 3, déficit de sedimentos entre o inverno e verão, atingindo o ápice erosional no verão e deposicional no outono. Quanto aos perfis 2 e 4, os déficits máximos se deram, respectivamente, durante a primavera e verão, e os picos deposicionais ocorreram no outono e inverno.

Com relação a variação morfológica dos prismas praias, diferente do verificado por Muehe (1994) quanto a relação entre a amplitude de onda e a deposição ou erosão da face praial, este trabalho constatou que o período de ondas menos esbeltas (verão), os sedimentos não migraram da antepraia para a praia, mas ocorrendo o contrário, ou seja, a retirada do material sedimentar da zona de estirâncio e, em alguns casos, da duna frontal, depositando-os na antepraia. O período deposicional ocorreu entre o outono, inverno e primavera, estações com maiores registros de ondas significativas.

Deste modo, a singularidade destes resultados, principalmente os obtidos durante o inverno e verão, períodos estes definidos geralmente como erosivos e progradantes, respectivamente, pode estar interligado a ação de diferentes fatores, tais como:

- I. O alinhamento da costa, quanto a direção de incidências das ondas provenientes do quadrante ESE, visto que, dentre as ondas mais frequentes observadas durante as 4 estações climáticas, estas corresponderam a 80% durante o verão. Assim, a direção de incidência das ondas pode ter sido mais significativa para o transito de sedimentos mobilizados transversal e longitudinalmente à praia durante este período;
- II. O efeito da sombra exercida pelo alinhamento de *beachrocks*, distribuídos oblíquos, como também, paralelos à costa, os quais exercem grande influência quanto a ação direta das ondas e correntes sobre o litoral;
- III. A dinâmica exercida pela foz do Rio São Miguel e Niquim através das forçantes de maré, ondas, correntes fluviais, e conseqüente transporte e aporte de sedimentos. Diferente do verificado no verão, o aumento da energia das correntes fluviais durante o inverno pode evidenciar que os sedimentos siliciclásticos são transportados e depositados com maior intensidade ao longo do litoral, não havendo energia suficiente para mobilização dos mesmos durante este período;
- IV. A exposição da linha de costa a eventos de tempestades e conseqüente aumento do trânsito de sedimentos mobilizados em momento antecedente às observações *in-loco*; e
- V. Reflete a presença de células costeiras atuantes numa escala menor do que a estudada no corrente trabalho.

Quanto a distribuição sedimentar ao longo da plataforma continental interna (*Inner Shelf*), foi possível constatar, do ponto de vista textural, o predomínio de fácies areia, com granulometria média, e um padrão de aumento do diâmetro nas porções mais profundas do perfil batimétrico, embora neste caso, esse aumento aconteça de forma menos gradativa entre a foz do rio São Miguel e o perfil 2, e de forma mais gradual a Nordeste dos perfis 2 e 4.

Outrossim, julga-se que a sedimentação é predominantemente siliciclástica, com machas reliquias de sedimentos finos distribuídos ao longo do substrato marinho, seguidos majoritariamente por granulação média a grossa. A partir do perfil distributivo, pode-se deduzir que os sedimentos finos representam depósitos originados durante paleoníveis marinhos transgressivos, e sobrepostos a estes, os médios e grossos, dispostos até aproximadamente 18m de profundidade, os quais,

provavelmente constituem restos de antigas praias, formadas em períodos regressivos, em que o nível do mar era mais baixo que o atual.

O cálculo da profundidade de fechamento (d_1) a partir das equações de Hallermeier (1981) e Birkemeier (1985), revelou que a seleção de um destes modelos matemáticos influencia diretamente nos resultados obtidos. Ou seja, enquanto a segunda forneceu valores de d_1 menos extremos (6,22m a 6,68m), refletindo uma estimativa não tanto cautelosa, a primeira, cuja equação apresenta valores superestimados da profundidade de fechamento, indicou estimativas na ordem de 8,26m a 8,77m. Isso demonstrou que a depender do método utilizado, os resultados finais do zoneamento costeiro será menos ou mais cautelosos, como também resultará em zonas litorâneas de maior e menor atividade.

Quanto a definição do posicionamento espacial da linha de preamar atual, o emprego dos receptores GNSS (Global Navigation Satellite System), demonstrou que a adoção da técnica de posicionamento relativo semicinemático (*Stop and Go*) proporcionou grande produtividade e precisão das coordenadas geodésicas. No entanto, tornasse necessário a adoção de certos cuidados no momento da obtenção das informações em campo, pois em locais próximos a edificações, a qualidade dos dados pode ser influenciada pelo efeito do multicaminhamento, ou seja, a multireflexão dos sinais em uma ou mais superfícies antes de atingir a antena do receptor, sendo uma das fontes de erro que afetam a determinação de coordenadas no posicionamento por satélite.

Cabe destacar que este trabalho não adotou os limites de terrenos de marinha (Decreto-Lei nº 9.760, de 1946) como referência para analogias ou posicionamento da linha de preamar atual, visto que, segundo Souza (2009), a adoção dos limites de terrenos de marinha para definição da posição da linha de preamar atual é bastante controversa em função da amarração ao nível de preamar médio de 1831 (SOUZA *et al.*, 2008). Uma vez que, se desde 1781 o nível do mar elevou-se em taxas de até 4mm/ano ou 50 cm/século na costa brasileira (MESQUITA, 2003), e sabendo que a maioria das praias tem sofrido retrogradação nas últimas décadas, então supõe-se que em muitas delas o nível de 1831 esteja submerso (LIMA, 2002; MESQUITA *et al.*, 2005).

No tocante a categorização do grau de vulnerabilidade da costa à erosão marinha, conclui-se que aproximadamente 57% do litoral da área de estudo (setor A) está ameaçada pela elevação do NM, apresentando alto grau de vulnerabilidade. Em contraponto, o setor B, por possuir praia bem desenvolvida, sem obras de contenção, ausência de ocupação antrópica e vegetação de restinga preservada, foi diagnosticado com baixo potencial de vulnerabilidade à erosão.

Constatou-se ainda, que o prognóstico de retrogradação da linha de costa, com base nos cenários previstos pelo IPCC, indicou que mesmo no cenário otimista, os recuos (R_1) sobre o litoral da área estudada serão elevados, atingindo todas as edificações do setor A, desde 8,5m adentrando o sub-setor A_2 ; 11,47m no sub-setor A_3 ; até 36,88m no sub-setor A_1 . O Setor B, apesar de apresentar alto nível de conservação ambiental, exibiria um recuo de 15,10m.

A determinação do limite terrestre não edificante (LTNE), ou seja, uma faixa mínima de proteção e de manutenção da estética da paisagem, estabelecida a partir das distâncias entre a linha de preamar atual em direção ao continente, demonstrou que a adoção prévia dos resultados do LTNE ao longo dos setores, seria suficiente para absorver os impactos futuros gerados pela elevação do nível do mar sobre o litoral da área estudada. Nesse sentido, um aspecto fundamental para a fixação do LTNE para além do cenário otimista de retrogradação, é a determinação da tendência evolutiva do litoral, tanto numa escala de tempo geomorfológica (centenas a milhares de anos), como na escala de tempo do processo atual (anos e décadas).

Quanto a percepção da erosão costeira ao longo das praias, conclui-se que as regiões urbanizadas apresentam processos erosivos em praticamente toda a sua extensão, visto a intensa impermeabilização da pós-praia, através da construção de casas de veraneio, muros de praia e estruturas do tipo *bagwall*, além da ausência de praias nas regiões próximas a foz do rio São Miguel e Niquim. Assim, pode-se inferir que a junção destes fatores, intensificaram o processo erosivo da região, que só não é mais visível, visto a atuação antrópica permanente para conter o avanço do mar.

Desta forma, é válido afirmar que os resultados obtidos neste trabalho são importantes para compreensão do ambiente costeiro do Município da barra de São Miguel, podendo ser utilizado como fonte norteadora no monitoramento da região, através de estudos complementares na ordem de anos e décadas, de maneira a obter parâmetros morfodinâmicos espaço/temporais, auxiliando desta forma, na determinação das tendências evolutivas do litoral da área pesquisada.

REFERÊNCIAS

ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. Atlas of sedimentar rocks under the microscope. Essex/UK: Longman, 1984.

ALAGOAS. Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado de Alagoas (PERH). Relatório RT-02: Consolidação da Base Técnica do PERH. Fortaleza: IBI Engenharia Consultiva; Engesoft Engenharia e Consultoria, v. 1, 2010. Relatório.

AIRY, G. B. On tides and waves. Londres: Encyclopaedia Metropolitana, 1845. (Volume 5).

ALBINO, J. Presença de um tómbolo submarino e sua influência na dinâmica sedimentar da Plataforma Continental Interna e na morfodinâmica praias, Macaé-RJ. In: Simpósio de Geografia Física e Aplicada, 5., 1993, São Paulo. Anais. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1993, p. 225-230.

ALMEIDA, F. F. M. Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1955. (Monografia 13).

ALMEIDA, L. E. S. B.; ROSAURO, N. L.; TOLDO Jr., E. E. & GRUBER, N. L. S. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 13., 1999, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: Associação Brasileira de Recurso Hídricos, 1999.

AMIN JÚNIOR, A. H.; DILLENBURG, S. R. Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. Quaternary and Environmental Geosciences, [s.i.], v. 2, n. 1-2, p. 25-39, 2010.

ÂNGULO, R. J.; GIANNINI, P. C. F.; KOGUT, J. S.; PRAZERES, F. H. J.; SOUZA, M. C. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões holocênicos, como função da idade deposicional, na Ilha do Mel (PR). Boletim Paranaense Geociências, Curitiba, v. 44, p. 77-86, 1996.

ARAÚJO, T. C. M.; LIMA, R. C. A. Caracterização morfodinâmica das praias do município de Paripueira – AL. In: Simpósio Brasileiro Sobre Praias Arenosas, Itajaí/SC, 1., 2000. Anais. Itajaí/SC: Ed. da UNIVALI, 2000, 158-159.

ARAÚJO, T. C. M.; LIMA, R. C. A. Variação volumétrica nas praias do município de Paripueira, Estado de Alagoas. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 8., 2001, Mariluz; Imbé/RS. Anais. Mariluz/PR; Imbé/RS: ABEQUA, 2001, 190-192.

ARAÚJO, T.C.M., MICHELLI, M. Caracterização do litoral localizado entre os Rios Manguaba e Maragogi, Norte do Estado de Alagoas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 19., 2001, Natal. Resumos. Boletim. Natal, v. 17, 2001, p. 107-108.

ARAÚJO, T. M.; SANTOS, R. C. A. L.; SEOANE, J. C. S.; MANSO, V. A. Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro, Alagoas. In: MUEHE, D. Erosão e progradação no litoral brasileiro. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006.

ARAÚJO, R. R. Qualidade e potencial de utilização de frutos de genótipos de Cambuí, Guajiru e Maçaranduba nativos da vegetação litorânea de Alagoas. 2012. 174 f. Tese, Doutorado em Fitotecnia, Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia, Universidade Federal Rural do Semi-Árido, Mossoró, 2012.

ASMUS, H. E. CARVALHO, J. C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste brasileiro (Sergipe-Alagoas; Pernambuco-Paraíba). In: PETROBRAS. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: CENPES, 1978, p. 07-24. (Série Projeto REMAC 4).

ASMUS, M.; KITZMANN, D. Gestão costeira no Brasil: estado atual e perspectivas. Rio Grande/RS: ECOPLATA – Programa de Apoyo a la Gestión Integrada em la Zona Costera Uruguaya, 2004. (Versão Preliminar).

ASSIS, H. M. B. Influência da hidrodinâmica das ondas no zoneamento litorâneo e na faixa costeira emersa, entre Olinda e Porto de Galinhas, Pernambuco. 2007. 140 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

AUSTRALIAN COASTS INFORMATION (OZCOASTS). Australian Beach Safety and Management Program data base, 2009. Disponível em: <http://www.ozcoasts.gov.au/coastal/beach_ack.jsp>: Acesso dia: 30 de junho de 2017.

BELLIGOTTI, F. M. Avaliação metodológica da profundidade de convergência (profundidade de fechamento) de perfis de três praias de energia moderada a alta no litoral do Rio de Janeiro. 2009. 130 f. Dissertação, Mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio Janeiro, 2009.

BARRETO, Eduardo Paes. Processos morfodinâmicos, sedimentológicos e geomorfológicos na plataforma continental interna da praia de São José da Coroa Grande, Litoral Sul de Pernambuco, Nordeste do Brasil. 2014. 309 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

BERNARDO, S. O.; MOLION, L. C. B. Variabilidade do vento para cidade de Maceió-AL. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11, 2000, Curitiba. Anais. Curitiba: [s.i.], 2000, p. 1343-1350.

BARBOSA, L. M. Quaternário Costeiro do estado de Alagoas: influência das variações do nível do mar. 1985. 58 f. Dissertação, Mestrado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

BARBOSA, M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Alagoas. In: BRASIL. Mapa Geológico do Estado de Alagoas. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1986a. Escala 1:250.000.

BARBOSA, M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L. Mapa Geológico do Quaternário costeiro do Estado de Alagoas. In: BRASIL. Mapa Geológico do Estado de Alagoas. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1986. Escala 1:250.000.

BASCOM, W. N. The relationship between sand size and beach-face slope. Eos, Transactions American Geophysical Union, [s.i.], v. 32, n. 6, p. 866-874, 1986b.

BASTOS, A. C. Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona. 1997. 133 f. Dissertação, Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1997.

BRAGA, F. P. S.; FILHO, P. W. M. S.; ALVES, M. A. M. S.; PEREIRA, L. C. C. Morfologia e sedimentologia da Praia de Macromaré de Ajuruteua, Amazônia, Norte do Brasil. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 60-61, p. 11-30, 2007.

BIRD, E. C. Coastal geomorphology: an introduction. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 2008.

BIRKEMEIER, W. A. A user's guide to ISRP: the interactive survey reduction program. Instructions Report CERC84-11. Coastal Engineering Research Center, Vicksburg/EUA, v. 101, 1985.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, L. M.; MARTIN, L. Geologia dos depósitos quaternários no litoral do Estado da Bahia. Textos Básicos, Salvador, v. 1, p. 02-21, 1979.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. O Quaternário costeiro do Estado de Sergipe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 32., 1982. Anais. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.

LIMA, R. C. A., ARAÚJO, T. C. M., FARIAS, F. S. Vulnerabilidade das praias dos municípios de Paripueira e Barra de Santo Antônio – AL. In: Simpósio Brasileiro Sobre Praias Arenosas, Itajaí/SC, 1., 2000. Anais. Itajaí/SC: Ed. da UNIVALI, 2000, 371-372.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. Mapa do Quaternário costeiro. In: BRUNI, M. A.; SILVA, H. P. Mapa Geológico do Estado de Sergipe. Brasília: Diretoria de Geologia e Recursos Minerais; Departamento Nacional de Produção Mineral, 1983. Escala 1:250.000.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; SILVA, I. R. Uma aproximação de primeira ordem entre o clima de ondas e a localização, de longa duração, de regiões de acumulação flúvio-marinha e de erosão na costa norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 159-166, 2016.

BRASIL. Lei 7.661, de 16 de maio de 1988. Institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro e dá outras providências. *Diário Oficial da União*, Brasília, 10 mai. 1988. Seção 1, p. 8633.

BRIGGS, D. *Sediments*. Norkfolk/UK: Fakenham, 1977.

BRUUN, P. *Coast erosion and the development of beach profiles*. Washington: Beach Erosion Board, 1954.

BRUUN, P.; GERRITSEN, F. Stability of coastal inlets. *Coastal Engineering Proceedings*, [s.i.], v. 1, n. 7, p. 386-417, 1960.

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, [s.i.], v. 88, n. 1, p. 117-132, 1962.

BRUUN, P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two-and three-dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, [s. i.], v. 4, n. 4, p. 627-648, 1988.

CAMARGO, M. G. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 36, n. 2, p. 371-378, 2016.

CAMPOS NETO, O. P. A.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405-415, 2007

CARVALHO, K. W. B.; GARRIDO, J. L. P. Reconhecimento Geológico da Bacia Sedimentar Bahia Sul/Espírito Santo. *Relatório do Departamento de Exploração e Produção (DEXPRO)*. Salvador: PETROBRAS, v. 2496, 1966. Relatório

CARVER, R. E. Settling analysis. In: *Procedures in sedimentary petrology*. New York: John Wiley & Sons Incorporated, 1971, p. 427-452.

CEPEMAR; PETROBRAS. Plano de Manejo do Parque Estadual de Itaúnas. In: *Encarte 04: Diagnóstico da UC – Declaração de Significância*. Vitória: CEPEMAR, PETROBRAS, 2004, p. 01-08. Relatório.

COSTA, A. M.; MIL-HOMENS, M. Distribuição granulométrica dos sedimentos de superfície do estuário do rio Minho. In *Simpósio Ibérico Sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Minho*, Vila Nova de Cerveira, 5., 2010. Anais. Vila Nova de Cerveira: Câmara Municipal de Vila Nova de Cerveira; Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental; AquaMuseu do Rio Minho, 2010, p. 01-80.

COSTA, J. A.; RAMOS, V. Á. Organização do espaço geográfico do Estado de Alagoas. In: ARAUJO, L. M. (Org.). *Geografia: espaço, tempo e planejamento*. Maceió: Ed. UFAL, 2004, p. 173-190.

COUTINHO, P.N. Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe. Recife. 1976. 119 f. Tese, Livre Docência, Universidade Federal de Pernambuco. 1976.

COUTINHO, P. N. 1981. Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe. Arquivo de Ciências do Mar, Fortaleza, v. 21, n. 1-2, p.1-18, 1981.

COUTINHO, P. N. Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil. Relatório do Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE) (1995-2000), Oceanografia Geológica. Brasília: Ministério do Meio Ambiente; Fundação de Estudos do Mar; Secretaria da Comissão Interministerial Para os Recursos do Mar, 2005. Relatório.

COUTINHO, P. N.; LIMA, R. C. A. Modelo evolutivo do Sistema Estuarino Lagunar Mundaú-Manguaba. Boletim de Estudos da Ciência do Mar, Maceió, n. 10, p. 139-153, 1995.

COUTINHO, O. N.; MAIA L. P. Estudo da erosão marinha na praia do Pontal da Barra – Maceió, AL. In: Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, 41., 2002. Anais. João Pessoa: Sociedade Brasileira Geologia, 2002, p. 101.

COWELL, P. J.; HANSLOW, D. J.; MELEO, J. F. The shoreface. In: SHORT, A. D. (Ed.). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Chichester/UK: John Wiley & Sons, 1999, p. 39-71.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. GeoBank: dados, informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso dia: 05 nov. 2018.

CUNHA, E. M. S. Evolución actual del litoral de Natal – RN (Brasil) y sus aplicaciones a la gestión integrada. 2004. 132 f. Tese, Doutorado em Ciências do Mar, Programa de Doutorado em Ciências do Mar, Universidade de Barcelona, Barcelona, 2004.

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, [s.i.], v. 10, n. 01, p. 18-29, 1994.

DEAN, R. G. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In: Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone. In: Conference Onengineering Dynamics in The Surf Zone, Sydney, 1., 1973. Anais. Sydney: Institute of Engineers, 1973, p. 208-214.

LIMA, R. C. A., ARAÚJO, T. C. M., FARIAS, F. S. Vulnerabilidade das praias dos municípios de Paripueira e Barra de Santo Antônio – AL. In: Simpósio Brasileiro Sobre Praias Arenosas, Itajaí/SC, 1., 2000. Anais. Itajaí/SC: Ed. da UNIVALI, 2000, 371-372.

DEAN, Robert G. Equilibrium Profiles US Atlantic and Gulf Coasts. Ocean Engineering Report, Delaware/EUA, n. 12, 1977.

DEAN, R. G. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. Journal of coastal research, [s.i.], v. 07, n. 01, p. 53-84, 1991.

DELIBRIAS, C.; LABOREL, J. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. In: Congress International Union for Quaternary Research (INQUA): Les niveaux marins quaternaires, I-holocène. Proceedings, Paris, 14., 1971. Anais: Paris: INQUA, 1971, p. 45-49.

DIAS J. M. A. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos. 2014. 84 f. Universidade do Algarve, Portugal, Faro, 2004. (Versão preliminar).

DOMINGUEZ, J. M. L.; WANLESS, H. R., Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. International Association of Sedimentologists, [s.i.], v.14, p. 259–281, 1991.

DOMINGUEZ, J. M. L. Regional assessment of short and long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, São Paulo, p. 8-10, 1995.

DOMINGUEZ, J. M. L. Avaliação regional do problema da erosão na região nordeste do Brasil. Projeto de Pesquisa: Processos, Sedimentação e Problemas Ambientais na Zona Costeira. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2007.

DUARTE, X. R. Caracterização morfo-sedimentológica e evolução de curto e médio prazo das praias do Pina, Boa Viagem e Piedade, Recife/Jaboatão dos Guararapes-PE. 2002. 141 f. Dissertação, Mestrado, em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2002.

DUANE, David B. Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. Journal of Sedimentary Research, [s.i.], v. 34, n. 4, p. 864-874, 1964.

EMERY, K. O. Grain size in laminae of beach sand. Journal of Sedimentary Research, [s.i.], v. 48, n. 4, p. 1203-1212, 1978.

FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry of the Earth, [s.i.], v. 4, p. 99-185, 1961.

FAIRBRIDGE, R. W. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. OLAUSSONAND, E.; Cato, I. (Eds.). Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries. New York: Wiley, 1980, p. 01-35.

FEIJÓ, F. J. Carta estratigráfica da bacia Alagoas. In: AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. Seções Geológicas e Cartas Estratigráficas. Brasília: Agência Nacional do Petróleo, 1993.

FEIJÓ F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161, 1994.

FLEXOR, J. M.; MARTIN, Louis. Sur l'utilisation des grès coquilliers de la région de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivages holocènes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1., 1978, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979, p. 346-355.

FRANÇA, A. M. C.; COUTINHO, P. N.; SUMMERHAYES, C. P. Sedimentos superficiais da margem continental nordeste brasileira. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 71-89, 1978.

FRANÇA, A. M. C. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: CHAVES H. A. F. (Ed.). Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da Bacia oceânica adjacente. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1979, p. 89-114. (Série Projeto REMAC 7).

FERREIRA, R. V. Geomorfologia da região de Japaratinga – AL. 1999. 86 f. Dissertação, Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1999.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar [Texas]: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, [s.i.], v. 27, n. 1, p. 03-26, 1957.

FOLK, R. L. Petrology of sedimentary rocks. Austin/EUA: Hemphills Publishing, 1974.

FLORENZANO, T. G. Geomorfologia: conceitos e técnicas atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FRIEDMAN, G. M. On sorting, sorting coefficients, and the Lognormality of the grain-size distribution of sandstones. Journal of Geology, Chicago, v. 70, n. 06, p.737-753, 1962.

FRIEDMAN, G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. Journal of Sedimentary Research, v. 37, n. 2, p. 327-354, 1967.

GOES, M. H. B. Ambientes costeiros do Estado de Alagoas. 1979. 339 f. Dissertação, Mestrado em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1979.

GREGÓRIO, M. N.. Evolução da linha de costa e caracterização da plataforma continental interna adjacente à Cidade do Recife – PE. 2009. 173 f. Tese, Doutorado em Oceanografia, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2009.

GRUBER, N. L. S.. A antepraia na região de Tramandaí - RS. 2002. 207 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

GOMES FILHO, M. F.; SERVAIN, J.; LUCENA, D. B.; PAULA, R. K.; SILVA, A. B. Evidências do aumento do nível do Oceano Atlântico Tropical observadas nas proximidades da costa leste da América do Sul. In: Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 30, n. 1, p. 39-45, 2006.

HALLERMEIER, Robert J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal Engineering, v. 4, p. 253-277, 1980-1981.

HARARI, J.; CAMARGO, R. Simulação da propagação dos nove principais componentes da maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo, v. 42, n. 1-2, p. 35-54, 1994.

HEEZEN, B. C.; MENARD, H. W. Topography of the deep sea floor. In: HILL, M. N. (Ed.). The Sea: The Earth Beneath the Sea History. Cambridge: Harvard University Press, 1966, p. 233-280. (Volume 3).

HOEFEL, F. G. Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica. Itajaí: Ed. UNIVALI, 1998.

HOGBEN, N.; LUMB. F. E. 1967. Ocean wave statistics. Londres: National Physical Laboratory; Ministry of Technology, 1967.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Sinopse por setores 2010. Disponível em: <<http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopseporsetores/?nivel=mn>>: Acesso dia: 29 de abr. 2015.

MESQUITA, A. R.; BLITZKOW, D.; FRANÇA, C. A. S.; TRABANCO, J. L. A., CORRÊA, M. A.; QUANDT, M. Nível relativo do mar em 1831 em Barra do Una. 2005. Disponível em: <<http://www.mares.io.usp.br/aagn/51/una/una.html>>: Acesso dia: 02 mar. 2015.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Resumo para Decisores. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M. M. B.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEXAND, V.; MIDGLEY, P. M. (Eds.). Alterações Climáticas 2013: a base científica. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas. Cambridge: Cambridge University Press, 2013, p. 03-29.

JESUS, L. V.; ANDRADE, A. C. S. Parâmetros Granulométricos dos sedimentos da praia dos Artistas – Aracaju – SE. Scientia Plena, Aracaju, v. 9, n. 5, p. 01-11, 2013.

JUNIOR, C. F. A. Influência das ondas e das características geomorfológicas no zoneamento territorial costeiro entre Porto de Galinhas e Rio Formoso, litoral sul de Pernambuco-Brasil. 2014. 169 f. Tese, Doutorado em Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2014.

KÖHLER, V. E. Perfis praias. Boletim de Geografia, Maringa/PR, v. 18, n. 1. p. 113-119, 2000.

KOMAR, P. D. Beach processes and sedimentation. New York: Prentice-Hall, 1976. v. 1.

KOMAR, P. D. Handbook of coastal processes and erosion. Boca Raton/EUA: CRC, 1983.

KRAUS, N. C.; LARSON, M.; WISE, R. A. Depth of closure in beach-fill design. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg/EUA, 1998, p. 01-13.

LANA, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J (Eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990, p. 311-332.

LIMA, R.C.A. Estudo sedimentológico e geoambiental no sistema lagunar Mundaú – Alagoas. 1998. 127 f. Dissertação, Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1998.

LIMA, R. C. A., ARAÚJO, T. C. M., FARIAS, F. S. Vulnerabilidade das praias dos municípios de Paripueira e Barra de Santo Antônio – AL. In: Simpósio Brasileiro Sobre Praias Arenosas, Itajaí/SC, 1., 2000. Anais. Itajaí/SC: Ed. da UNIVALI, 2000, 371-372.

LIMA, W. S.; ANDRADE, E. J.; BENGTSON, P.; GALM, P.C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju, 2002. (Edição espacial, 1).

LIMA, O. P. Localização geodésica da Linha de Preamar Média de 1831 – LMP/1831, com vistas à demarcação dos terrenos de Marinha e seus acrescidos. 2002. 249 f. Tese, Doutorado em Engenharia Civil, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2002.

LINS-DE-BARROS, F. M. Erosão costeira e gerenciamento: estudo de caso do litoral de Maricá, Rio de Janeiro. In: Seminário Maricá Dinâmica Urbana e Ambiental, 1., Maricá/RJ. Anais. Maricá/RJ: [s.i.], 2005, p. 03-23.

LIRA, A. R. A. Caracterização morfológica e vulnerabilidade do litoral entre as praias de Enseadinha e Maria Farinha, Paulista – PE. 1997. 96 f. Dissertação, Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1997.

MABESOONE, J. M.; TINOCO, I. M. Shelf of Alagoas and Sergipe (Northeastern Brazil). Geology, 2., Trabalhos Instituto Oceanográfico, Recife, v. 7, n. 8, p. 151-186, 1965-66.

MABESONE, J. M.; COUTINHO, P. N. Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil. Trabalhos Instituto Oceanográfico, Recife, v. 12, n. 1, 1970.

MACHADO, G. M. V. Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba-RJ. 2007. 170 f. Dissertação, Mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio Janeiro, 2007.

MAFRA, L. C. A. Estudo da dinâmica costeira da região da foz do rio Piranhas-Acú para a geração de mapas de sensibilidade do litoral ao derramamento de óleo. 2005. 138 f. Dissertação, Mestrado em Geodinâmica e Geofísica, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2005.

MAIA, R. G. X. Padrões de escoamento do vento na região metropolitana de Maceió. 2016. 100 f. Dissertação, Mestrado em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, 2016.

MALLMAN D.; PEREIRA, P.; SANTOS, F.; SANTOS, F.; FAÇANHA, P. Classificação morfodinâmica das praias arenosas de Ipojuca (Pernambuco, Brasil) através da análise semântica de imagens de satélite pancromáticas. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 41, n. 2, p. 169-189, 2014.

MANSO, V. A. V. Geologia da planície costeira e da plataforma continental interna adjacente da região entre Porto de Galinhas e Tamandaré – litoral Sul de Pernambuco. 1997. 171 f. Tese, Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MANSO, V. A. V.; COUTINHO, P. N.; LIMA, A. T. O.; MEDEIROS, A. B.; BORBA, A. L. S.; LIRA, A. R. A.; PEDROSA, F. J. A.; MARTINS, M. H. A.; CHAVES N. S.; DUARTE, R. X.; ALMEIDA, L. E. S. B.; TOLDO JR. E. E.; IVO, P. S., 1995. Estudo da erosão marinha na praia da Boa Viagem. Recife: Empresa de Manutenção e limpeza Urbana; Fundação de Apoio ao Desenvolvimento da Universidade Federal de Pernambuco; Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal de Pernambuco, 1995. Relatório.

MANSO, V. A. V.; CORRÊA, I. C. S.; GUERRA, N. C. Morfologia e sedimentologia da plataforma continental interna entre as Praias Porto de Galinhas e Campos – Litoral Sul de Pernambuco, Brasil. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 30, n. 2, p. 17-25, 2003.

MANSO, V. A. V.; MACEDO, R. J. A.; SILVA, E. R. M. E. ; PEREIRA, N. S.; SOARES JUNIOR, C. F. A.; ARRAES, M.; ALVES, F. P. Subsídios ao gerenciamento costeiro: definição da zona não edificante da Praia do Porto (PE) para uso e ocupação da orla. Estudos Geológicos, Recife, v. 22, p. 21-36, 2012.

MARCONI, A.; ABRAHÃO, I. O. Granulometria de praias do município de Ubatuba, SP. Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba/SP, v. 32, p. 541-549, 1975.

MARCONI, M. A.; LAKATOS, E. M. Técnicas de Pesquisa. In: Técnicas de pesquisa: planejamento e execução de pesquisa, elaboração, análise e interpretação dos dados. São Paulo: Atlas, 1999, p. 64-139.

MARQUES, R. C. Geomorfologia e Evolução da Região Costeira do Complexo Estuarino-Lagunar Mundaú-Manguaba. 1987. 150 f. Dissertação, Mestrado em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.

MARQUEZ, M. R. K. Morfodinâmica de um segmento da praia da Ilha Comprida, litoral sul do Estado de São Paulo. 2007. 137 f. Dissertação, Mestrado em Oceanografia Química e Geológica, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2007.

MARTIN, L.; FLEXOR, J-M.; VIAS-BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; GUIMARÃES, M. M. Courbe de variations du niveaux relatif de la mer au cours des 7000 dernières annes sur un secteur homogene du litoral brésilien (Nord de Salvador – Bahia). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1., 1978, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979, p. 264-274.

MARTIN, N. L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cahiers ORSTOM: Serie Géologie, [s.i.], v. 11, n. 1, p. 95-124, 1979.

MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FLEXOR, J. M. . Origine des sables et ages des dunes de la region de Salvador (Brésil): consequences paleoclimatiques. Cahier ORSTOM: Serie Géologie, [s.i.], n. 11, n. 1, p. 125-132, 1980.

MARTIN, L. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra, [s.i.], n. 3, p. 16-17, 1982.

MARTINS, L. R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. Journal of Sedimentary Research, [s.i.], v. 35, n. 3, p. 768-770, 1965.

MARTINS, L. R. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial da Escola de Geologia, Porto Alegre, v. 13, p.1-102, 1967.

MARTINS, L. R.; COUTINHO, P. N. The Brazilian continental margin. Earth-Science Reviews, [s.i.], v. 17, n. 1-2, p. 87-107, 1981.

MARTINS, L. R. Recent sediments and grain-size analysis. Gravel, Porto Alegre, v. 1, p. 90-105, 2003.

MASCARENHAS, J. C.; BELTRÃO, B. A.; SOUZA JÚNIOR, L. C. Diagnóstico do município de Barra de São Miguel, Estado de Alagoas. In: Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; Programa de Desenvolvimento Energético de Estados e Municípios, 2005, p. 01-12.

MASSELINK, G.; HUGHES, M. G. Introduction to costal processes e geomorphology. Londres: Hodder Arnold, 2003.

MASON, C. C.; FOLK, R. L. Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Research*, [s.i.], v. 28, n. 2, p. 211-226, 1958.

MELO, F. T. L. Aspectos morfo-dinâmicos do complexo lagunar Nísia Floresta-Papeba-Guarairas, região costeira sul oriental do RN. 2000. 75 f. Dissertação, Mestrado em Geodinâmica e Geofísica, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2000.

MENDES, V. A.; LIMA, M. A. B.; MORAIS, D. M. F. Geologia e recursos minerais do Estado de Alagoas. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; Serviço Geológico do Brasil, 2015. Escala 1:250.000.

MENEZES, J.T. Balanço de sedimentos arenosos da enseada de Balneário Camboriú-SC. Rio Grande Sul. 2008. 167 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

MESQUITA, A. R.; HARARI, J. Tides and Tide Gauges of Cananeia and Ubatuba-Brazil (Lat. 24° 50'). Relatório do Instituto de Oceanografia, São Paulo, v. 11, p. 01-14, 1983.

MESQUITA, A. R. Sea-level variations along the brazilian coast: a short review. *Journal of Coastal Research*, [s.i.], p. 21-31, 2003.

MESQUITA, A. R.; BLITZKOW, D.; FRANÇA, C. A. S.; TRABANCO, J. L. A., CORRÊA, M. A.; QUANDT, M. Nível relativo do mar em 1831 em Barra do Una. 2005. Disponível em: <<http://www.mares.io.usp.br/aagn/51/una/una.html>>: Acesso dia: 02 mar. 2015.

MIGUENS, A. P. Navegação: a ciência e a arte. Navegação costeira, estimada e em águas restritas. Niterói/RJ: Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil, 1995. Volume 1.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Panorama da conservação dos ecossistemas costeiros e marinhos no Brasil. Brasília: MMA, 2010.

MÖRNER, N-A. Eustasy and geoid changes. *The Journal of Geology*, [s.i.], v. 84, n. 2, p. 123-151, 1976.

MÖRNER, N. A. Sea level changes along the west European coast. *The Mediterranean*, [s.i.], v. 22, p. 89-90, 2001.

MUEHE, D. Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Brasília, v. 2, n. 1, p. 35-44, 2001.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA, A. J. T. E CUNHA, S. B. (Eds.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994, p. 253-308.

MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Revista Brasileira de Oceanografia*, São Paulo, v. 46, n. 2, p. 157-169, 1998.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. (Org.). *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicação*. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002, p. 191-238.

MUEHE, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA); MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E GESTÃO (MPO). *Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima (Projeto Orla): subsídios para um projeto de gestão*. Brasília: MMA, 2004, p. 13-32,

MUEHE, D. (Org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006.

MUEHE, D. Erosão costeira, mudança do clima e vulnerabilidade. In: GUERRA, A. J. T.; Jorge, M. C. O. (Orgs.). *Processos erosivos e recuperação de áreas degradadas*. São Paulo: Oficina de Textos, 2013, p. 160-190.

NASCIMENTO JUNIOR, D.R. *Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praias – duna frontal de Ilha Comprida, SP*. 2006. 156 f. Dissertação, Mestrado em Geologia Sedimentar, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2006.

NEVES, C. F.; MUEHE, D. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. *Parcerias estratégicas*, Brasília, v. 13, n. 27, p. 217-296, 2010.

NICHOLLS, R. J.; LEATHERMAN, S. P., DENNIS, K. C. E VOLONTÉ, C. R. Impacts and responses to sea-level rise: qualitative and quantitative assessments. *Journal of Coastal Research*, [s.i.], v. 14, p. 26-43, 1995.

NICHOLLS, R. J.; CAZENAVE, A. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, [s.i.], v. 328, n. 5985, p. 1517-1520, 2010.

NIEDORODA, A. W.; SWIFT, D. J. P.; HOPKINS, T. S. The shoreface. In: DAVIS JR., R. A. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*. 2. ed. New York: Springer, 1985, p. 533-624.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). *Coasts – Sedimentary Budget*. 2007. Disponível em: <<https://coast.noaa.gov/archived/beachnourishment/html/geo/budgets.html>>: Acesso dia: 02 mar. 2015.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, n. 6, p. 732-749, 1982.

OLIVEIRA, A. M.; KJERFVE, B.. Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundau-Manguaba, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, [s.i.], v. 37, n. 6, p. 575-591, 1993.

OTTMANN, F. Une hypothèse sur l' origine des "arrecifes" do Nordeste brésilien. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, [s.i.], 1960, p. 175-176.

PATCHINEELAM, S. M. Circulação Oceânica. In: NETO, J. A. B; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. Introdução à geologia marinha. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, p. 153-173.

PINTO, A. M.; AZEVEDO, J. L. Relatório das Atividades de Gestão Costeira 2010/2014 – Superintendência de Meio Ambiente. In: ALAGOAS. Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima (Projeto Orla): Maceió: SEMARCH, 2014.

PILKEY, O. H., YOUNG, R. S., RIGGS, S. R., SMITH, A. W. S., WU, H., PILKEY, W. D. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, [s.i.], v. 9, n. 1, p. 255-278, 1993.

PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, n. 48, 1976, p. 215-240. (Suplemento).

PONZI, V. R. A. Sedimentação marinha. In: NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A; SICHEL, S. E. Introdução à geologia marinha. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, p. 219-242.

QUEIROZ, E. V. Caracterização dos sedimentos superficiais de fundo do complexo recifal de Maracajaú, RN, Brasil. 2008. 178 f. Dissertação, Mestrado em Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

READING, H. G.; COLLISON, J. D. Clastic coast. In: READING, H. G. (Ed.). *Sedimentary and stratigraphy*. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 1996, p. 154-231.

REINECK, H. E; SINGH, I. B. *Depositional sedimentary environments*. New York: Springer, 1975.

RIBEIRO, S. Estudo paleoambiental da barreira costeira associada à Lagoa da Conceição (Florianópolis/SC) baseado em indicadores sedimentológicos. 2014. 124 f. Dissertação, Mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, 2014.

RUSSELL, R. D.; TAYLOR, R. E. Roundness and shape of Mississippi River sands. *The Journal of Geology*, [s.i.], v. 45, n. 3, p. 225-267, 1937.

SANTOS, R. C. A. L. Evolução da linha de costa à médio e curto prazo associada ao grau de desenvolvimento urbano e aos aspectos geoambientais na planície costeira de Maceió – Alagoas. 2004. 176 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

SANTOS, R. C. L. A.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; GAMA, N. A. Vulnerabilidade e variações morfodinâmicas das praias do litoral norte do Município de Maceió-AL. Reflexões e Práticas Geográficas, Maceió/AL, v. 1, n. 1, p. 127-135, 2014.

SCHWARTZ, M. L., 1967. The BRUUN theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, [s.i.], v. 75, p. 76-92, 1967.

SHORT, A. D. Australian beach systems-nature and distribution. *Journal of Coastal Research*, [s.i.], v. 22, n. 1, p. 11-27, 2006.

SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, [s.i.], v. 48, n. 3-4, p. 259-284, 1982.

SHORT, A. D. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Chichester: Wiley, 1999.

SILVA, G. N. Variação de longo período do nível do mar: causas, conseqüências e metodologia de análise. 1992. 95 f. Dissertação, Mestrado em Oceanica, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia Oceanica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

SILVA, A. P. L. Estudos geomorfológico e sedimentológico do sistema estuarino lagunar do roteiro, Alagoas. 2001. 112 f. Dissertação, Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2001.

SILVA, J. S .V.; SANTOS, R. F. Zoneamento para planejamento ambiental: vantagens e restrições de métodos e técnicas. *Cadernos de Ciência & Tecnologia*, Brasília, v. 21, n. 2, p. 221-263, p, 2004.

SILVA, C. G.; PATCHINEELAM, S. M.; NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. *Introdução à geomorfologia marinha*. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, p. 175-218.

SILVA, A. P. L. Diagnóstico geoquímico e geocronologia do sistema estuarino-lagunar do roteiro, Alagoas. 2004. 130 f. Tese, Doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2008.

SILVA, R. P. Sedimentos holocênicos da plataforma continental da Costa do Dendê, Bahia, Brasil. 2011. 179 f. Tese, Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2011.

SILVA, W. F. Análise da vulnerabilidade das águas subterrâneas à contaminação na região metropolitana de Maceió. 2013. 168 f. Dissertação, Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal de Alagoas, 2013.

SILVEIRA, L. F.; KLEIN, A. H. F.; TESSLER, M. G. Classificação morfodinâmica das praias do estado de Santa Catarina e do Litoral Norte do Estado de São Paulo utilizando sensoriamento remoto. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, Itajaí/SC, v. 15, n. 2, p. 13-28, 2011.

SUPERINTENDÊNCIA DO PATRIMÔNIO DA UNIÃO EM ALAGOAS (SPU); SECRETARIA ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS (SEMARH); INSTITUTO DE MEIO AMBIENTE/AL (IMA). Plano de Gestão Integrada da Orla Marítima do Município de Paripueira/AL. In: ALAGOAS. Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima (Projeto Orla): Maceió: SPU; SEMARHL; IMA, 2012.

SUMMERHAYES C. P.; COUTINHO P.N.; FRANÇA, A. M. C.; ELLIS J. P. Salvador to Fortaleza, North-eastern Brazil. *Contributions to Sedimentology*, [s.i], v. 4, p. 44-77, 1975.

SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K. Método Morfo-sedimentológico para a identificação de células de deriva litorânea. *Geosul*, Florianópolis, v. 14, n. 27, p. 243-247, 1998.

SOUZA, C. R. G.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ESTEVES, S. L.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; Oliveira, P. E. (Eds.). *Quaternário no Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 2005, p. 130-152.

SOUZA, C. R. G. Determination of net shore-drift cells based on textural and morphological gradations along foreshore of sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, [s. i.], n. 50, 2007.

SOUZA, C. R. G., HIRUMA, S. T., SALLUN, A. E. M., RIBEIRO, R. R.; AZEVEDO SOBRINHO, J. M. "Restinga": Conceitos e Empregos do Termo no Brasil e Implicações na Legislação Ambiental. São Paulo: Instituto Geológico; Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 2008.

SOUZA, C. R. G. A erosão nas praias de Estado de São Paulo: Causas, consequências, indicadores de monitoramento e risco. In: BONONI, V. L. R., SANTOS JUNIOR, N. A. (Org.). *Memórias do Conselho Científico da Secretaria do Meio Ambiente: a síntese de um ano de conhecimento acumulado*. São Paulo: Instituto de Botânica, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 2009, p. 48-69.

SOUZA, C. R. G. A erosão costeira e os desafios da gestão costeira no Brasil. *Gestão Costeira Integrada*, [s.i.], v. 9, n. 1, p. 17-37, 2009.

SOUZA, J. C. O. Identificação de geossistemas e sua aplicação no estudo ambiental da bacia hidrográfica do rio São Miguel – Alagoas. 2013. 213 f. Recife. Dissertação, Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

SUGUIO K. Introdução à Sedimentologia. São Paulo: Edgard Blucher; Ed. USP, São Paulo, 1973.

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. São Paulo, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K. Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. São Paulo: T. A. Queiroz, 1992. (Biblioteca de Ciências Naturais, 15).

SUGUIO, K. Geologia sedimentar. São Paulo: Blucher, 2003.

SWIFT, D. J. P.; THORNE, J. A. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. International Association of Sedimentologists, v. 14, p. 03-31, 1991. (Special publication).

TABAJARA, L. L.; MARTINS, L. R. Classificação textural de sedimentos praias e a relação com os processos morfogenéticos eólicos e marinhos. Gravel, Porto Alegre, v. 4, p. 99-107, 2006.

TAVARES, A. C. A; BULHÕES, E.; ESTRADA, A. F. D. Distribuição de fácies sedimentares e tendências de transporte de sedimentos na enseada de manguinhos, Armação dos Búzios, RJ. Revista de Geografia, Recife, v. 27, n. 2, p. 81-96, 2011. (Número Especial, dedicado à publicação dos Anais do VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, de 2010).

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. Revista do Departamento de Geografia, São Paulo, v. 17, p. 11-23, 2011.

TRICART, J. Problemes geomorphologiques du littoral oriental du Bresil. Cahiers Oceanographie, [s.i.], v. 11, p. 276-308, 1959.

VEIGA, F. A. Processos morfodinâmicos e sedimentológicos na plataforma continental rasa paranaense. 2005. 193 f. Tese, Doutorado em Geologia Ambiental, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

VELOSO, J. F. Considerações sobre a análise granulométrica de sedimentos praias. 2001. 107 f. Dissertação, Mestrado em Engenharia Oceânica, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.

VIEIRA, L. M. Sistemática e distribuição dos briozoários marinhos do litoral de Maceió, Alagoas. 2008. 207 f. Dissertação, Mestrado em Zoologia, Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, 2008.

VIEIRA, J. L.; COSTA, J. A. A dinâmica natural da Prainha e do seu entorno, Marechal Deodoro-AL: uma análise geomorfológica e socioambiental. Para Onde?!, Porto Alegre, v. 4, n. 2, 2010.

VILLWOCK, J. A.; LESSA, G. C.; SUGUIO, K.; ÂNGULO, R. J.; DILLENBURG, S. R. Geomorfologia e geomorfologia de regiões costeiras. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; Oliveira, P. E. (Eds.). Quaternário no Brasil. Ribeirão Preto: Holos, 2005, p. 102-105.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. The Journal of Geology, [s.i.], v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WONG, P. P.; LOSADA, I. J.; GATTUSO, J. P.; HINKEL, J.; KHATTABI, A.; MCINNES, K. L.; SAITO, Y.; SALLENGER, A. Coastal systems and Low-Lying Areas. In: FIELD, C. B.; BARROS, D. J.; DOKKEN, K. J.; MACH, M. D.; MASTRANDREA, T. E.; BILIR, M.; CHATTERJEE, K.L.; EBI, Y. O.; ESTRADA, R. C.; GENOVA, B.; GIRMA, E. S.; KISSEL, A. N.; LEVY, A. N.; MACCRACKEN, S.; MASTRANDREA, P. R.; WHITE, L. L. (Eds.). Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014, p. 361-409.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamics of beach sand surf zones in Australia. In: KOMAR, P. D. Handbook of coastal processes and erosion. Boca Raton/EUA: CRC, 1983, p. 35-64.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D.; GREEN, M. O. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. Marine geology, [s.i.], v. 62, n. 3-4, p. 339-364, 1985.

ZEMBRUSCKY, S. G.; BARRETO, H. T.; PALMA, J. J. C., MILLIMAN, J. D. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. In: Congresso Brasileiro Geologia, 17., 1972, Belém, Anais. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, 187-210.

APÊNDICE A - FICHA DE MONITORAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DAS VULNERABILIDADES LITORÂNEAS.

FICHA DE MONITORAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DAS VULNERABILIDADES LITORÂNEAS
Projeto de pesquisa:
Responsável: _____
Local: _____ Lat (S): __° __' __" Long (W): __° __' __" Ponto GPS: _____ DATUM: _____
Data: __/__/__ Horário: __hs__m Dados de maré: (Preamar) __hs__m / (Baixamar) __hs__m
Extensão aproximada do segmento/setor: _____km
CARACTERÍSTICAS NATURAIS DO LITORAL
Tipo de orla: <input type="checkbox"/> abrigada <input type="checkbox"/> semi-abrigada <input type="checkbox"/> exposta
Atributos naturais: <input type="checkbox"/> manguesal <input type="checkbox"/> afloramento rochoso <input type="checkbox"/> lagoa <input type="checkbox"/> duna <input type="checkbox"/> estuário <input type="checkbox"/> outros
Indicadores de Erosão: <input type="checkbox"/> falésias vivas <input type="checkbox"/> coqueiros caídos <input type="checkbox"/> raízes expostas <input type="checkbox"/> afloramento de turfa <input type="checkbox"/> afloramento do lençol freático <input type="checkbox"/> outros: _____
Indicadores de Acumulação: <input type="checkbox"/> berma recém vegetada <input type="checkbox"/> falésias inativas <input type="checkbox"/> Dunas incipientes <input type="checkbox"/> outros: _____
Antepraia Tipo de arrebentação: <input type="checkbox"/> deslizante <input type="checkbox"/> mergulhante <input type="checkbox"/> ascendente Largura da zona de surfe: <input type="checkbox"/> ampla <input type="checkbox"/> média <input type="checkbox"/> extensa Recifes e/ou substratos rochosos próximos à costa: <input type="checkbox"/> sim <input type="checkbox"/> não Direção do transporte litorâneo: _____ Nível de Turbidez: <input type="checkbox"/> alto <input type="checkbox"/> médio <input type="checkbox"/> baixo
Praia Largura: _____m Inclinação: _____° Tipo de sedimento predominante: <input type="checkbox"/> cascalhoso <input type="checkbox"/> arenoso <input type="checkbox"/> silte/argila Estrutura sedimentar: <input type="checkbox"/> cúspides <input type="checkbox"/> marcas de ondas <input type="checkbox"/> espraiamento <input type="checkbox"/> outro: _____

Pós-Praia

Largura: _____m

Existe praia recreativa durante a maré alta? sim nãoCorpo d'água: rio lagoa laguna outro: _____Situação do pós-praia: berma falésia outro: _____Dunas: sim não Vegetação: sim nãoEstruturas sedimentares: cúspides bermas outro: _____Tipo de sedimento: cascalhoso arenoso silte/argila**CARACTERÍSTICAS DE OCUPAÇÃO ANTRÓPICA****Urbanização (conforme % da extensão da beira-mar urbanizada):** ocupada moderada baixa ou não ocupada

Tipos de construções:

 prédios casas bares, quiosques ou restaurantes**Primeira faixa de ocupação está assentada:** pós-praia dunas atrás das dunas estirâncio**Alterações antrópicas (tipo de interferência percebido na região litorânea):**Setor: antepraia praia pós-praia

Tipo de interferência:

 lixo extração de areia reflorestamento tráfego plataforma de pesca outros: _____**Estruturas de proteção costeira:** sim nãoSetor: antepraia praia pós-praiaTipo: muro/cais enrocamentos espigões quebra-mares outros: _____Material construtivo: madeira concreto sacos de areia outros: _____

Fotos:
Anexos:
Observações:

ORIENTAÇÕES PARA O PREENCHIMENTO DA PLANILHA DE VULNERABILIDADE

TIPOLOGIA DA ORLA (MMA, 2002):

- Orla exposta: costa formada por costões rochosos ou praias de mar aberto, que apresentem altas taxas de circulação e trocas de água. Comumente são retilíneas e orientadas normalmente à direção predominante de incidência de ventos e ondas;
- Orla semi-abrigada: apresentam características intermediárias entre praias abertas e praias protegidas. O sistema pode ser semelhante a praias protegidas, porém com extensão ou orientação que permitem ação hidrodinâmica mais intensa;
- Orla abrigada: ambientes constituídos por golfos, baías, embaiamentos, estuários ou praias protegidas da incidência direta de ondas, que apresentam circulação restrita e baixa taxa de trocas. Praias com formato geralmente côncavo, com face pouco ou nada orientada para a direção de proveniência de ventos e ondas.

Obs: Caso não seja possível definir a classificação em campo, a mesma é facilitada pela análise de cartas, fotografias aéreas e imagens de satélite.

LARGURA DA ZONA DE SURFE (Subjetivo):

- Ampla: três ou mais linhas de arrebentação;
- Média: duas linhas de arrebentação;
- Estreita: uma linha de arrebentação.

LARGURA DA PRAIA:

- Ampla: mais de 70m;
- Média: 30-70m;
- Estreita: < 30m.

OCUPAÇÃO:

- Ocupada: < 30%;
- Moderada: 30 a 70%;
- Baixa: > 70%.

OBS: Alguns dos itens só poderão e/ou deverão ser preenchidos em gabinete, com o apoio de dados adicionais, tais como: tipo de sedimento, direção predominante do transporte litorâneo, dentre outros.