

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

LUANA APARECIDA CASTRO FIRMINO

**ASPECTOS DAS ONDAS OCEÂNICAS EM ÁREAS DE EROSÃO
COSTEIRA. LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ

2018

LUANA APARECIDA CASTRO FIRMINO

**ASPECTOS DAS ONDAS OCEÂNICAS EM ÁREAS DE EROSÃO
COSTEIRA. LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Universidade Federal Fluminense como
requisito para a obtenção do grau Bacharel em
Geografia.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Eduardo Manuel Rosa Bulhões

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ

2018

LUANA APARECIDA CASTRO FIRMINO

**ASPECTOS DAS ONDAS OCEÂNICAS EM ÁREAS DE EROSÃO
COSTEIRA. LITORAL DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Ciências da Sociedade e Desenvolvimento Regional – UFF, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geografia.

Aprovado em ____ de _____ de 2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Eduardo Manuel Rosa Bulhões (orientador)
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Maria Carla Barreto Santos Martins
UFF – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Sandra Fernandes de Andrade
UFF – Universidade Federal Fluminense

Dedico este trabalho à minha avó Marcelina, que me deu todo apoio, amor e carinho. Aos meus pais, Vânia e Marcelo, pelos ensinamentos e saberes passados. A minha irmã, minha fiel amiga. Ao meu noivo que sempre esteve ao meu lado, me dando apoio até o fim desta etapa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha avó Marcelina por todo amor e dedicação em todos os momentos da minha vida, desde a minha chegada neste mundo até nesse exato instante.

A minha mãe pelos conselhos, broncas e principalmente motivação, que me manteve focada para atingir os meus objetivos.

Ao meu pai, que sempre me instruiu a seguir o caminho certo.

Ao meu professor e orientador Eduardo Bulhões, por todo aprendizado e ensinamentos, pelo carinho e paciência.

Aos amigos e professores da Universidade Federal Fluminense que participaram da minha construção pessoal e acadêmica.

Aos meus amigos que fizeram parte desta caminhada, me aconselhando e me ajudando em todo momento: Mariana, Ana Carolina, Lázaro, Letícia, Sabrina, Lorrana e Marcela.

As minhas amigas que o intercâmbio me deu: Letícia Ferrari, Letícia Palmeira e Cecilia Bruno. Nunca me esquecerei dos momentos que passei ao lado de vocês, cada uma compôs um pedaço da minha história. Obrigada por me fazerem enxergar o melhor de mim.

Aos professores que compõem a banca, pela disponibilidade e por dedicarem um tempo a mim, estando presentes nesta etapa tão importante da vida.

Ao meu noivo, confidente e amigo, por estar sempre ao meu lado nesta caminhada, me ajudando nos momentos de instabilidade e fraqueza.

Obrigada a todos que fizeram parte da minha trajetória.

RESUMO

O conhecimento do padrão das ondulações incidentes e o estado de agitação marítima são essenciais para se compreender os processos morfológicos e erosivos que ocorrem na zona costeira. Os impactos nesses ambientes são ditados pela magnitude das forçantes oceanográficas e meteorológicas, sendo responsáveis pelo padrão ondulatório e a energia transportada pelas ondas em direção à linha de costa. O objetivo central deste trabalho é caracterizar o padrão das ondulações incidentes e o comportamento das ondas de maior energia que atingem o litoral do Espírito Santo (ES), Brasil. Dados medidos por bóia oceânica e simulações para águas rasas foram utilizados para identificar este padrão. Encontrou-se que as ondas de maior energia ocorrem devido à aproximação de sistemas ciclônicos que geram mau tempo de sudoeste. No entanto, o litoral é praticamente todo protegido destas ondulações. A ligeira inflexão dos marulhos para sul ou para sudeste expõe diferentes segmentos do litoral frente às tempestades. Adicionalmente, as condições identificadas como de “bom tempo” associadas à ação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul geram a maior energia para a linha de costa quando os ventos são fortes (Beaufort 7). Por fim, conclui-se que as maiores ondulações captadas pelos modelos regionais e por bóias oceânicas ocorrem do quadrante sudoeste (mau tempo), no entanto, a análise de ondas junto à linha de costa revela que são as condições severas de “bom tempo” que direcionam a maior energia de ondas e que apenas análises particularizadas junto à linha de costa podem contribuir, de fato, aos projetos de defesa do litoral.

Palavras-chave: atlântico sudoeste, litoral leste brasileiro, ondas de tempestade.

ABSTRACT

The objective of this paper is to characterize the pattern and behavior of incident highest energy waves that reach the coast of Espírito Santo (ES), Brazil. Buoy data and shallow water wave simulations were used to identify this pattern. It was found that the waves of greater energy occur due to the approach of cyclonic systems that generate bad weather from southwest. However, the coastline is almost entirely protected from these waves. The slight inflection of the swell waves to the south or southeast exposes different segments of the coast in the face of storms. In addition, the conditions identified as "fair weather" associated with the action of the South Atlantic Subtropical Anticyclon generate the greatest energy for the coastline when the winds reach near gale (Beaufort 7). Finally, it is concluded that the greatest swell captured by reanalysis models or oceanic buoys occur from the southeast to southwest quadrant (bad weather), however, the analysis of waves in the nearshore zone reveals that the high wind conditions of "good weather" are the ones that direct the highest wave energy to the beach stations. Coastal defense projects should consider specific beach site wave information in order to succeed.

Keywords: Southwest Atlantic, Brazilian eastern coast, Storm waves

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Área de estudo, posição da bóia oceânica e distribuição dos pontos de interesse.

Figura 2 - Estágios da sedimentação quaternária do litoral brasileiro.

Figura 3 - Principais subdivisões e limites de um sistema praiar.

Figura 4 - Principais parâmetros de uma onda.

Figura 5 - Corrente longitudinal e deriva praiar.

Figura 6 - Indicadores de erosão costeira.

Figura 7 - Fluxograma das etapas metodológicas.

Figura 8 - Vetorização da Carta CN1400.

Figura 9 - Montagem da malha flexível, mostrando a batimetria interpolada.

Figura 10 - Seleção dos pontos de saída do modelo, mostrando o domínio da simulação.

Figura 11 - Histograma Direcional de Altura Significativa de Ondas (Hs) entre novembro 2015 e abril 2017.

Figura 12 - Histograma Direcional de Ventos entre novembro 2015 e abril 2017.

Figura 13 - Série temporal de ondas e ventos em águas profundas para a posição “bóia vitória” entre novembro 2015 e abril 2017.

Figura 14 - Histograma Direcional de Altura Significativa de Ondas (Hs) durante as tempestades identificadas.

Figura 15 - Série temporal da altura significativa de ondas (Hs) para as posições de interesse no ES.

Figura 16 - Série temporal da altura máxima de ondas (Hmax.) para as posições de interesse no ES

Figura 17 - Série temporal destacando alturas máximas de ondas superiores a 3m e direção média de ondas para as posições: Manguinhos, Meleiras, Capuba e Maimbá.

Figura 18 - Velocidade do Vento vs Altura Significativa de Ondas.

Figura 19 - Direção do Vento vs Altura Significativa das Ondas.

Figura 20 - Ápice de Hmax. nas simulações multidirecionais para águas rasas na costa do ES.

Figura 21 - Alturas máximas de ondas simuladas para cada uma das 14 posições ao longo do litoral do ES por espectro direcional.

Figura 22 - Praia de Marataízes.

Figura 23 - Praia Meáípe, nas proximidades da posição Maimbá.

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro I. Estatística básica das condições médias do clima de ondas no litoral do ES.

Quadro II: Estatística Básica das Condições Médias de Ventos ao Longo da Área de Estudo.

Quadro III. Estatística básica das condições médias durante a passagem de eventos de tempestade.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ATAS	Anticiclone Tropical do Atlântico Sul
APM	Anticiclones Polares Migratórios
A	Amplitude da Onda
ES	Espírito Santo
ESE	Leste-Sudeste
ENE	Leste-nordeste
E	Leste
H	Altura da Onda
Hs	Altura Significativa
Hmax	Altura Máxima
L	Comprimento da Onda
NE	Nordeste
PNBOIA	Programa Nacional de Boias
SSE	Su-Sudeste
SW	Sudoeste
SSW	Su-Sudoeste
S	Sul
Tp	Período Médio
V	Velocidade da Onda
W	Oeste
WSW	Oeste-Sudoeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
1.1 Objetivo.....	14
1.2 Justificativa.....	14
1.3 Área de Estudo.....	15
2. BASE CONCEITUAL.....	18
2.1 Geologia e Formação do Relevo.....	18
2.1.1 Afloramentos Cristalinos.....	18
2.1.2 Formação Barreiras.....	19
2.1.3 Planícies Costeiras.....	21
2.2 Processos Litorâneos e Erosão Costeira.....	23
2.2.1 Praias Arenosas.....	24
2.2.2 Ondas.....	27
2.2.3 Correntes Costeiras.....	29
2.2.4 Marés.....	30
2.2.5 Variações do Nível do Mar.....	31
2.2.6 Erosão Costeira.....	33
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	41
5. CONCLUSÃO.....	53
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54

1. INTRODUÇÃO

O estudo no campo de ondas oceânicas vem cada vez mais despertando interesse entre vários pesquisadores brasileiros devido a sua importância na determinação de processos dinâmicos na linha de costa e plataforma continental. Exemplos podem ser vistos nos trabalhos de Candella (1997), Pinho (2003), Branco (2005), Piumbini (2009); Campos (2009); Alves et al., (2009); Pianca, Mazzini e Siegle (2010), Pereira e Klumb-Oliveira (2015) dentre outros.

É amplamente reconhecido que as alterações na morfologia do litoral são determinadas principalmente em função da energia das ondas incidentes (JOHNSON, 1919; KOMAR, 1976; HALLERMEIER, 1981; DEAN; DALRYMPLE, 2002) oscilando entre as ondas de tempo bom e ondas de tempestade, esta última com características potencialmente erosivas na linha de costa (MUEHE, 1996). De acordo com Bulhões et al., (2014) e Fernandez et al., (2015) as modificações morfológicas nos ambientes costeiros são induzidas, em um primeiro momento, pela magnitude com que as variáveis meteorológicas e oceanográficas atingem a linha costa e posteriormente pela sua capacidade em absorver tal energia. No entanto, a resposta a esses eventos depende do padrão ondulatorio, do grau de exposição, e das características geológicas e geomorfológicas do segmento costeiro (MUEHE, 2001).

É importante salientar que a intensidade da agitação oceânica é ditada pela ação do vento em águas profundas e a sua distribuição ao longo do litoral ocorre desde o momento em que as ondulações entram em contato com o fundo em águas intermediárias e se modificam segundo interações físicas como refração, difração e convergência e divergência de ortogonais, dentre outras interações em águas intermediárias e rasas. A formação dessas ondas depende, sobretudo, da velocidade, direção e duração dos ventos e da extensão da superfície sobre a qual atuam (KOMAR, 1976). Sendo assim, as ondulações de maior energia que chegam à costa são oriundas de áreas distantes e, ao adentrar ao litoral, sofrem interferência da morfologia submarina, sobretudo pelas formas do fundo e pela presença de obstáculos naturais ou artificiais como ilhas, lajes rochosas, recifes de corais, baixios, obras costeiras dentre outros.

A zona costeira do Espírito Santo (ES) (Figura 1), está localizada na faixa climática tropical úmida brasileira, sob temperaturas médias anuais de 22°C. A dinamicidade da circulação atmosférica no Atlântico Sul reflete diretamente no padrão atmosférico do sudeste

brasileiro, sendo influenciada pelos principais centros de ação tropicais (PIUMBINI, 2009; NIMER, 1989). Devido à sua localização, é constantemente influenciada pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) determinando assim o padrão das variáveis meteorológicas na área, com rajadas de ventos de Leste (E) e Nordeste (NE), oscilando entre as latitudes 28° S no verão e 23° S no inverno (ALBINO; VALE; GOMES, 2005). Todavia, as ondas de maior energia são geradas por sistemas ciclônicos frontais cuja trajetória se aproxima do sudeste brasileiro, sobretudo, entre abril e setembro sendo esta denominada por Bulhões et al., (2014) como a temporada de ondas de tempestades. Estes eventos são associados à movimentação da Massa Polar Atlântica, que influi na direção dominante do vento, passando a ser proeminente as rajadas de Sudeste (SE) (PINHO, 2003).

A morfologia costeira do litoral do Espírito Santo é caracterizada por três unidades geomorfológicas distintas: os tabuleiros terciários da Formação Barreiras, os afloramentos cristalinos pré-cambrianos e as planícies quaternárias flúviomarinhas, que apresentam diferentes graus de desenvolvimento, sendo distribuídas espacialmente em três setores desse litoral (MARTIN et al., 1996). A atual linha de costa da região possui direção dominante norte-sul, como consequência dos processos tectônicos marcados pelos Ciclos Transamazônico e Brasileiro, que também são responsáveis pelos principais domínios morfogenéticos presentes no estado (ALBINO, 1999).

O objetivo geral deste trabalho é caracterizar o comportamento das ondas de maior energia que atingem o litoral do Espírito Santo, utilizando como base dados de bóias oceânicas e simulações para águas rasas tendo em vista avaliar a participação das mesmas nas áreas identificadas com maior vulnerabilidade à erosão costeira.

1.1 OBJETIVO

Esse estudo tem como objetivo analisar o comportamento geral das ondas que chegam com maior energia no litoral do estado do Espírito Santo. Os objetivos específicos são:

- 1) Identificar as áreas mais vulneráveis ao ataque das ondas de maior energia que atingem este litoral;
- 2) Simular e analisar a participação das ondas de maior energia nas áreas de maior vulnerabilidade à erosão costeira.

1.2 JUSTIFICATIVA

A zona costeira é um ambiente instável, sujeita a contínuas alterações por efeitos naturais e antrópicos, que resultam em modificações na disponibilidade de sedimentos, no clima de ondas e no aumento do nível do mar. Nesse cenário de intensa ocupação do litoral, de elevação do nível dos oceanos e de entrada frequente de tempestades, a erosão costeira torna-se um problema recorrente no ambiente costeiro.

A capacidade de prever a ocorrência e as consequências provocadas pela passagem de eventos tempestuosos na costa contribui para o monitoramento e gestão do litoral. Além disso, a identificação das áreas mais vulneráveis ao ataque das ondas de tempestade presume impactos econômicos indesejáveis na linha de costa, auxiliando estudos de proteção ao litoral.

Há um interesse cada vez maior em investigar a passagem de eventos extremos na costa, por estes implicarem em grandes danos nas zonas costeiras. Nessa perspectiva, o estudo do comportamento das ondas de maior energia que atingem o litoral do Espírito Santo contribui para o entendimento dos problemas decorrentes da erosão costeira na área, podendo ainda, ser uma ferramenta aos projetos de defesa do litoral.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

Os municípios costeiros do estado do Espírito Santo estão localizados em um litoral pouco recortado com orientação preferencial de nordeste-sudoeste (NE-SW) (PATERLINI, 2009), seguindo a mesma direção da linha de costa do sudeste brasileiro (MUEHE, 2011). Apresenta uma plataforma continental estreita, sendo mais extensa na porção norte do estado, e mais estreita na porção centro-sul. O mesmo está situado na região sudeste do Brasil, entre os estados do Rio de Janeiro (21° 30' S e 40° 96' O) e da Bahia (18° 20' S e 22° 56' W), sendo limitado de leste e sul pelo Oceano Atlântico e a norte e oeste pela Formação Barreiras. Sua faixa litorânea compreende os municípios de Conceição da Barra, São Mateus, Jaguaré, Sooretama, Linhares, Aracruz, Fundão, Serra, Vitória, Cariacica, Viana, Vila Velha, Guarapari, Anchieta, Piúma, Itapemirim, Marataízes, Presidente Kennedy (Figura 1).

Os ventos de maior frequência e intensidade provêm das direções nordeste (NE), leste-nordeste (ENE) e sudeste (SE). Os dois primeiros relacionados aos ventos alísios, que sopram durante a maior parte do ano, enquanto os de SE ocorrem durante a passagem de sistemas ciclônicos associados às frentes frias que chegam periodicamente à costa do ES (ALBINO, 1999). O padrão do vento dominante gera ondas provenientes dos setores NE-E e SE-E, com

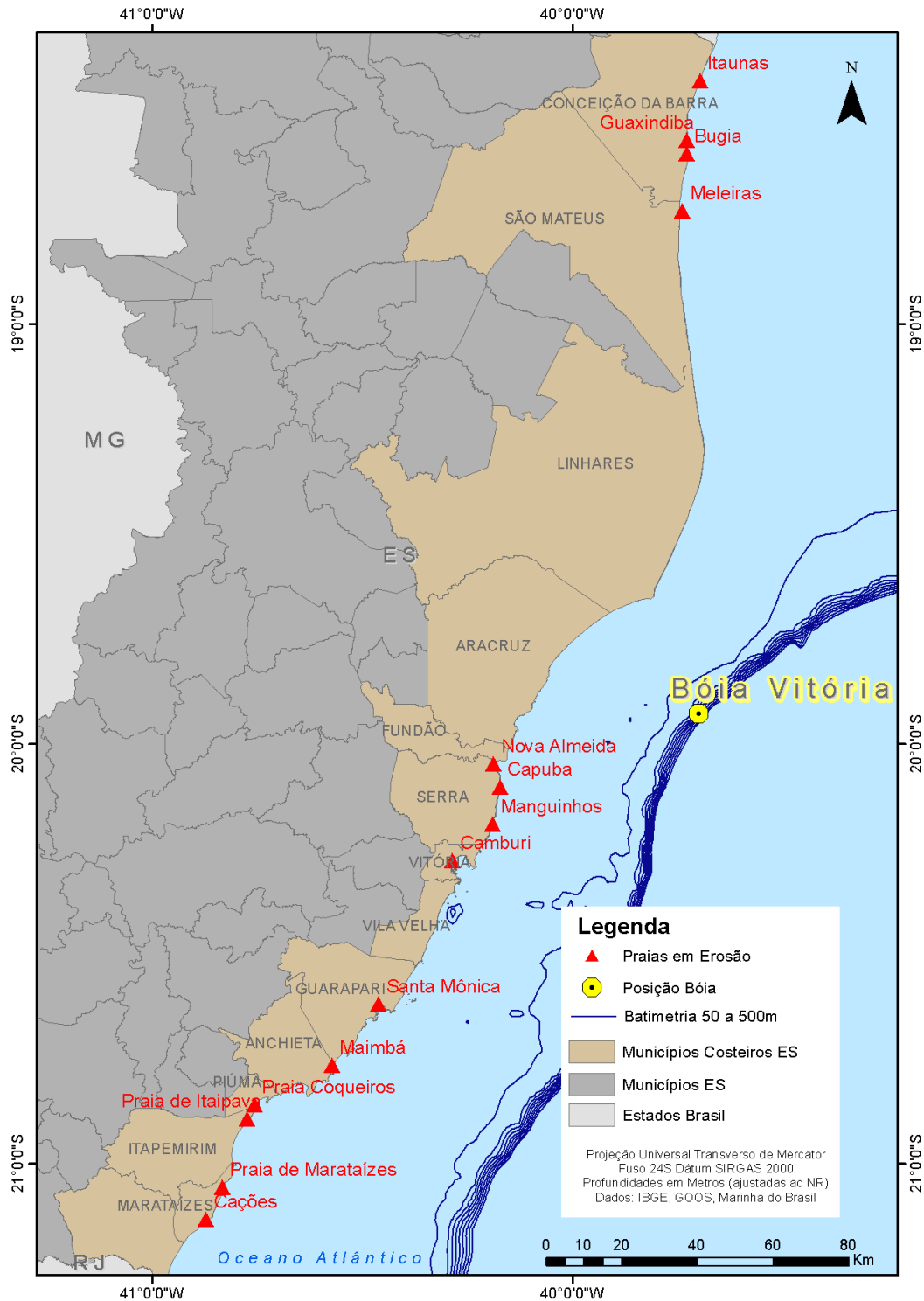
predominância do primeiro a maior parte do ano (ALBINO; PAIVA; MACHADO, 2001), atingindo alturas significativas menores que 1,5 m e período médio de 7s (BRANCO, 2005).

Pianca, Mazzini e Siegle (2010), num esforço de regionalização do ambiente de ondas do litoral brasileiro chegaram para a posição W3 (ao largo do litoral do ES) nos seguintes valores para a estação verão: altura significativa média (Hs) 1,6m, altura máxima (Hmax) 4,3m, período médio (Tp) 8,2s, direção média de ondas (MWD) 120° (Sudeste); e para a estação inverno: altura significativa média (Hs) 2,2m, altura máxima 4,3m, período médio 9,4s, direção média 130° (Sudeste).

A paisagem costeira é composta por três unidades geomorfológicas, sendo estas: Afloramentos Cristalinos Pré-Cambrianos, Tabuleiros Terciários da Formação Barreiras e Planícies Costeiras Quaternárias (MARTIN et al., 1997). A distribuição dessas unidades possibilitou a divisão da costa do Espírito Santo em três setores: ao Norte destacam-se a presença de depósitos quaternários limitados pelas falésias do Grupo Barreiras, na região central o embasamento cristalino aparece disposto com as planícies quaternárias, e ao Sul as falésias voltam a aflorar com a presença dos depósitos quaternários pouco desenvolvidos (MARTIN et al., 1996).

Os processos evolutivos dessas feições estão associados às flutuações do nível relativo do mar, resultantes das elevações eustáticas, e das modificações do nível dos continentes, relacionados aos processos tectônicos e isostáticos (SUGUIO, 1985). Sendo assim, a configuração e evolução geológica na costa do ES, deriva em um primeiro momento, da deposição dos sedimentos terciários do Barreiras entre o Mioceno-Plioceno, quando o nível do mar se encontrava bem abaixo do atual (MARTIN, 1984). Posteriormente, a elevação do nível do mar e ação das ondas no Holoceno antigo, resultaram nas falésias e nos terraços de abrasão que recobrem os setores recentes da plataforma continental interna deste litoral (ALBINO; PAIVA; MACHADO, 2001). Já no Holoceno atual a morfologia costeira é influenciada pela estabilização do nível do mar (TESSLER; GOYA, 2005).

Figura 1: Área de estudo, posição da bóia oceânica e distribuição dos pontos de interesse.



Fonte: Dados do IBGE e Marinha do Brasil.

De modo geral, considera-se que a configuração morfológica e a orientação relativa da linha de costa frente à entrada de ondas são responsáveis pela sua vulnerabilidade frente a eventos de alta energia. O estoque sedimentar disposto no litoral na forma de praias arenosas, falésias ativas, e dunas frontais são as feições mais dinâmicas e sujeitas às alterações na

morfologia. Somam-se a isto os processos de ocupação recente dos terrenos junto à linha de costa, de uma forma geral pouco criteriosos e preocupados com avaliações de impacto ambiental. Este padrão de ocupação vem sendo identificado de forma generalizada no litoral brasileiro (MUEHE, 2008) e notadamente em áreas vulneráveis à erosão costeira.

2. BASE CONCEITUAL

2.1 Geologia e formação do relevo

A formação do relevo e suas respectivas feições costeiras são produtos da tectônica de placas, do clima, das oscilações do nível do mar e da dinâmica costeira (ROCHA, 2009). Nesse sentido, a evolução da costa é resultado de processos ligados a morfodinâmica que ocorrem em resposta às mudanças de natureza geológica e climática. A herança geológica, portanto, controla não só a fisiografia da costa, como também a abundância e as propriedades dos sedimentos (ALBINO; PAIVA; MACHADO, 2001).

Os processos atuais de modelagem costeira são, em grande parte, influenciados pelas estruturas geológicas dispostas no litoral. A compreensão da gênese e dos mecanismos associados à evolução geológica de um determinado segmento litorâneo ajuda a interpretar os fenômenos relacionados à dinâmica costeira atual. A configuração do litoral em relação a sua orientação e posição geográfica, por exemplo, fornece informações essenciais a respeito do transporte de sedimentos e do próprio balanço sedimentar (TESSLER; GOYA, 2005).

2.1.1 Afloramentos Cristalinos

A evolução geológica do litoral brasileiro, tanto em relação à sua posição geográfica quanto em termos de orientação de linha de costa, se deu em sua maior parte, por ocasião da reativação pós-paleozóica, resultando nas bacias sedimentares tafrogênicas, e também da própria gênese do Oceano Atlântico (TESSLER; GOYA, 2005).

O território brasileiro faz parte da Plataforma Sul-Americana, tendo o embasamento consolidado no final do Proterozóico e início do período Cambriano. A separação dos continentes ao longo da Era Mesozóica nos períodos Jurássico Superior e Cretáceo ocasionou a reativação da plataforma brasileira e das estruturas preexistentes. Deste processo originaram-se diversas bacias sedimentares Cretáceas e Terciárias. Os efeitos deste tectonismo perduraram com intensidades decrescentes até o Neocretáceo, provocando reativações constantes dos falhamentos principais da costa brasileira, resultando em diversas feições, como a formação de fossas e vales de afundamento (FRANÇA et al., 2007).

Durante o Terciário Médio ocorreu à formação de uma estrutura monoclinal íngreme na faixa costeira, no qual ocasionou o soerguimento da superfície terciária em relação ao nível do mar. Devido a esses esforços, a margem continental brasileira possui tendência positiva, estando inclinada em direção ao interior do continente (ALBINO, 1999). Esse processo inverteu o sentido de curso dos principais rios, cortando a maior parte do suprimento sedimentar para a linha de costa (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007). A atual posição do continente resultou em uma intensa erosão de todo litoral brasileiro, incluindo o desgaste dos afloramentos cristalinos Pré-cambrianos aos sedimentos Terciários e Quaternários (ALBINO, 1999).

O embasamento costeiro possui idades não muito precisas, mas estima-se que ocorreu entre o Arqueano ao Proterozóico Inferior. Estes núcleos cristalinos são englobados por rochas e estruturas representativas de três momentos, todas elas originadas pelas interações entre placas no Proterozóico. As interações se deram entre os supercontinentes *Atlântica* (Paleoproterozóico), *Rodínia* (Mesoproterozóico) e *Gondwana Ocidental* (final do Neoproterozóico). Este processo de colisões de placas e soerguimento de cadeias montanhosas deu origem a estruturas resistentes, que dão suporte a grandes setores da Serra do Mar, formadas por granitos alcalinos Neoproterozóico a Cambrianos. No final do Proterozóico com a compressão que se instalou devido ao arrefecimento, deu origem a inúmeras falhas transcorrentes que recortam o sudeste brasileiro. As zonas de cisalhamento se deram no Cambro-Ordoviciano orientadas de ENE a E-W. A formação do embasamento constituiu a base para a deposição dos sedimentos nas principais bacias brasileiras durante o período Terciário e Quaternário (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).

A complexa história registrada entre o Pré-cambriano e o Eopaleozóico, que deu origem a inúmeros complexos ígneos, explica a ampla variedade de tipos litológicos do embasamento exposto (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). A evolução tectônica da costa sudeste brasileira foi marcada por falhamentos e soerguimentos de blocos que resultaram na construção da Serra do Mar. Este segmento do litoral é marcado por costas altas onde afloramentos cristalinos se alteram com pequenas planícies sedimentares (VILLWOCK; TOMAZELLI, 2007).

2.1.2 Formação Barreiras

O Grupo Barreiras é uma formação geológica quase que contínua no litoral brasileiro, estendendo-se desde a região norte e nordeste até região sudeste. É constituída por sedimentos

inconsolidados de origem continental e marinha, e sua idade tem sido admitida entre o fim do Mesozóico até o início do Quaternário, mais especificamente entre o Mioceno e Pleistoceno (ARAI, 2006).

A evolução paleogeográfica de grande parte do litoral brasileiro está associada às flutuações do nível relativo do mar sob as modificações paleoclimáticas (MARTIN et al., 1997). A gênese do Barreiras está relacionada a diferentes ciclos de erosão e deposição muito intensas no cenozoico, e também a sucessivas superfícies de aplainamentos, originadas por pulsos tectônicos (NUNES; SILVA; VILAS BOAS, 2011).

Além do fator climático, a deposição do Barreiras foi fortemente influenciada pelo tectonismo intraplaca a partir do Mioceno Médio e que marca o início da ação neotectônica no Brasil (VILAS BÔAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001). A espacialização morfológica do Barreiras pode ser resumida na paisagem através dos tabuleiros costeiros interiores, e na forma de falésias quando os sedimentos realizam incursões até a zona litorânea (MOURA-FÉ, 2014).

De acordo com Arai (2006) a evolução processual do Grupo Barreiras está relacionada com a influência marinha devido à elevação eustática do mar no Mioceno, mais precisamente no intervalo do Burdigaliano ao Serravaliano (12 - 20 Ma), que foi responsável pela acumulação de grande quantidade de sedimentos nas áreas hoje emersas do continente.

Quanto à deposição desta formação, a ausência de topografia elevada proporcionou o avanço de depósitos sedimentares em áreas extensas do continente. A sedimentação da formação Barreiras sofreu uma interrupção no Tortoniano, quando houve um rebaixamento eustático global que ocasionou um intenso evento erosivo nas áreas emersas, formando uma linha de falésias descontínuas. Com a retomada da subida do nível do mar no Plioceno (Zancleano, 4 – 5 Ma), depositou-se uma nova cobertura, chamada de Barreiras Superior, levando a sedimentação de novos depósitos continentais constituídos de leques aluviais no sopé das escarpas, sendo esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras (ARAI, 2006).

Após a deposição do Barreiras Superior, importantes eventos geomorfológicos passaram a ocorrer. De acordo com Suguio et al., (1985) na penúltima transgressão marinha o mar erodiu quase totalmente os depósitos continentais já formados, originando uma nova linha de falésias. A erosão e o retrabalhamento do Grupo Barreiras no Quaternário devem ter sido responsáveis, em parte, pela atual configuração da plataforma continental, bem como a

formação das feições residuais de falésias, tabuleiros costeiros e terraços de abrasão marinha (ARAI, 2006).

A sedimentação do Grupo Barreiras é somente entendida sob a ótica geológica, climatológica e tectônica, sendo resultado de uma série de fatores ambientais, que deram embasamento para sua evolução e configuração ao longo do litoral brasileiro (COSTA JÚNIOR, 2008).

2.1.3 Planícies Costeiras

As planícies costeiras se formam no contato do continente com o mar, em áreas baixas e com declividades não muito acentuadas. Resultam da deposição de sedimentos marinhos e fluviais que se acumulam ao longo do tempo formando extensas planícies flúviomarinhas. A formação e desenvolvimento das planícies costeiras dependem do aporte sedimentar e de condições de mar favoráveis, como por exemplo, em um nível marinho mais baixo (MUEHE, 2001).

As flutuações do nível do mar no Quaternário é um importante elemento na evolução das planícies costeiras brasileiras (TESSLER; GOYA, 2005). Neste período o litoral brasileiro foi marcado por variações eustáticas do nível do mar que ocorreram em diversas escalas temporais e espaciais tendo causas diversas (origem climática, tectônica, gravitacional ou dinâmica) (ANGULO; SOUZA, 2014).

As evidências de antigos níveis marinhos na costa brasileira podem ser comprovadas mediante indícios sedimentológicos, biológicos e historiográficos. Os terraços arenosos de origem marinha e as cristas de praias constituem importantes indicadores de nível do mar mais alto que o atual (SUGUIO et al., 1985).

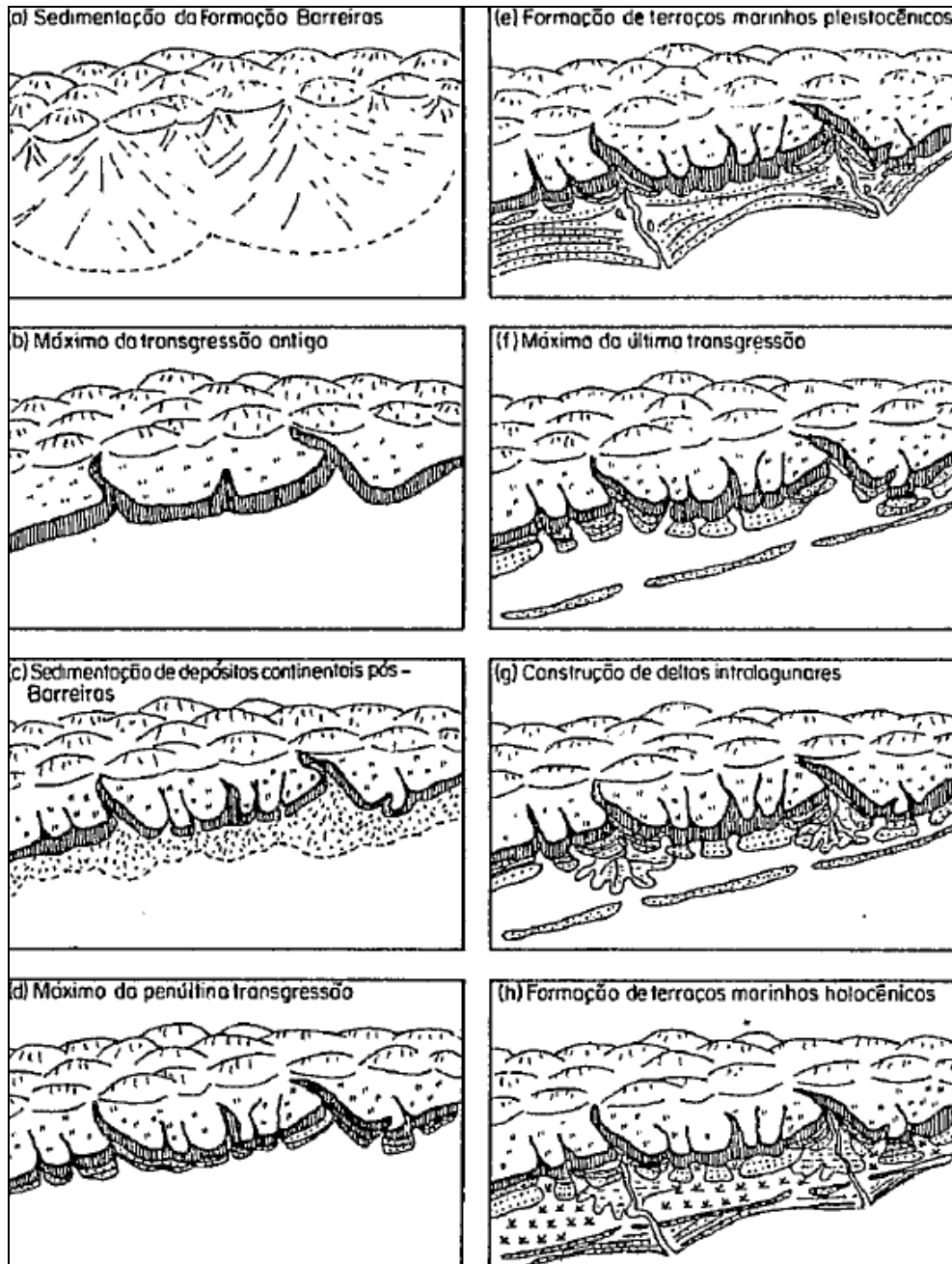
As planícies costeiras das regiões Norte, Nordeste e Sudeste do Brasil são em sua grande maioria estreitas, com exceção das amplas planícies que se desenvolvem nas desembocaduras de grandes rios como o Amazonas, Paraíba do Sul, São Francisco e rio Doce. As planícies costeiras localizadas nestas regiões são confinadas em direção ao continente pelos depósitos sedimentares do Grupo Barreiras, sendo substituído pelas escarpas dos afloramentos cristalinos ao Sul, com as planícies costeiras embutidas nessas depressões laterais (MUEHE, 2001).

Suguio et al., (1985) elaboram oito estágios evolutivos para as planícies costeiras brasileiras, na qual as flutuações do nível relativo do mar constituíram a principal causa para o desenvolvimento dessas feições (Figura 2).

- Estágio I: Ao longo do Plioceno sob condições de clima semiárido ocorreu a deposição do Barreiras que recobriu parte da plataforma continental adjacente, sendo favorecido por um nível do mar mais baixo que o atual.
- Estágio II: Ao final da sedimentação do Barreiras o clima se tornou mais úmido dando início ao Máximo da Transgressão Antiga, que erodiu a parte externa desta formação, deixando antigas linhas de falésias.
- Estágio III: Após a Transgressão Antiga e a regressão subsequente o clima retorna a características semiáridas resultando na construção de novos depósitos continentais na forma de leques aluviais.
- Estágio IV: Os depósitos continentais formados no período anterior foram erodidos parcial ou completamente por ocasião do máximo da Penúltima Transgressão marinha. Os depósitos da fase anterior que foram erodidos completamente deram lugar às falésias da Transgressão Antiga, que também foram erodidas totalmente. Esse período também foi responsável pela formação de lagunas e estuários devido aos afogamentos de baixos cursos fluviais.
- Estágio V: Nesta fase ocorreu a construção de terraços marinhos pleistocênicos devido à regressão que se sucedeu, formando extensas planícies costeiras.
- Estágio VI: Nos terraços marinhos pleistocênicos uma rede de drenagem se instalou formando vales alongados que atingiram a Formação Barreiras. Esses vales foram afogados por ocasião da subida do nível do mar durante a Última Transgressão, dando lugar a estuários, lagunas e posteriormente a ilhas barreiras que isolaram os sistemas lagunares.
- Estágio VII: Nas lagunas situadas nas desembocaduras dos principais cursos fluviais, instalaram-se deltas intralagunares alimentados pelos sedimentos fluviais.
- Estágio VIII: A regressão subsequente ao máximo transgressivo de 5.150 anos A.P. levou a construção dos terraços marinhos holocênicos, originados a partir da ilha barreira original, resultando na progradação da linha de costa. O nível do mar mais

baixo favoreceu também a transformação de lagunas em lagoas e estas últimas em pântanos.

Figura 2: Estágios da sedimentação quaternária do litoral brasileiro.



Fonte: Dominguez; Bittencourt; Martin, 1981.

2.2 Processos Litorâneos e Erosão Costeira

O litoral é um ambiente extremamente dinâmico e responde às mudanças de várias formas, de acordo com os processos atuantes e a configuração da linha de costa. A origem e o retrabalhamento estão relacionados à herança geológica, a variação do nível do mar e a

dinâmica sedimentar atual (TESSLER; GOYA, 2005). A zona costeira é uma região de fronteira sujeita a contínuas alterações morfodinâmicas e antrópicas, que implicam em sua variabilidade temporal e espacial frequentemente (SILVA et al., 2004). Os distintos tipos de costa são resultantes de processos geológicos, de origem continental e marinha, sendo modificadas diariamente pela ação das ondas, marés, correntes oceânicas, processos fluviais, glaciais e eólicos. Essas interações levam a constantes modificações na dinâmica sedimentar, e conseqüentemente, na configuração das linhas de costa (CHRISTOPHERSON, 2012).

As modificações na configuração do litoral são derivadas, em parte, pelos agentes físicos que provocam erosão, transporte e deposição de sedimentos, responsáveis pelo balanço sedimentar. Portanto, a variação da linha de costa é proporcional à taxa de sedimentação, a energia da onda, a inclinação do fundo marinho, e a oscilação do nível do mar (MUEHE, 2001).

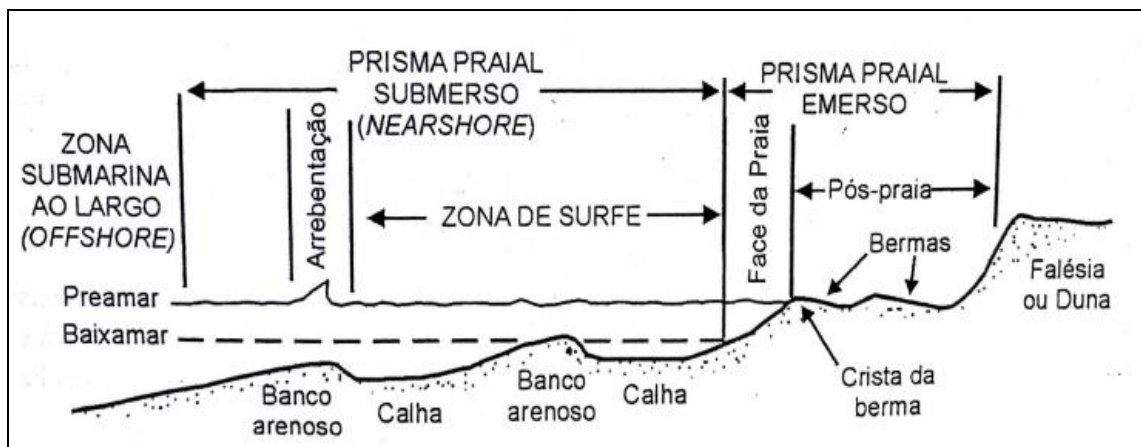
Os processos físicos são basicamente gerados pela ação das ondas, das marés e pelas correntes costeiras. Dentre os diversos ambientes de sedimentação costeira (praias, barreiras costeiras, estuários, deltas, lagunas e dunas eólicas) as praias merecem elevado destaque devido à sua importância e uso pelas populações humanas. Além disso, este ambiente costeiro fornece informações cruciais acerca dos agentes e processos deposicionais e erosivos que predominaram ao longo do processo de evolução geológica e geomorfológica local (SILVA et al., 2004).

2.2.1 Praias Arenosas

As praias arenosas são ambientes altamente sensíveis e dinâmicos que se localizam na interface do oceano e continente, estando sob influência de processos costeiros e continentais. A intensa ocupação das praias reflete diretamente nos problemas e impactos que ocorrem nessas áreas, sendo fundamental o planejamento do uso e ocupação desse ambiente (CHRISTOPHERSON, 2012). Portanto, é importante compreender a morfodinâmica praias e às respostas aos processos costeiros, continentais e antrópicos.

As praias são constituídas de material inconsolidado, como areia e cascalho, e são formados no limite entre a terra e o mar ou em grandes rios e lagos, sendo retrabalhados por processos atuais associados a ondas, marés, ventos e correntes costeiras. O sistema praias pode ser subdividido em zonas ou setores, sendo geralmente representado em duas dimensões (processos e morfologia) através de um perfil transversal à linha de costa (SOUZA et al., 2005) (Figura 3).

Figura 3: Principais subdivisões e limites de um sistema praiial.



Fonte: Silva et al., (2004).

A zona acima da linha da maré alta, que é somente atingida pelas ondas durante a passagem de tempestade ou por marés altas de sizígia, é denominada de pós-praia (*backshore*). A parte da zona litorânea exposta durante a maré baixa e submersa durante a maré alta é definida por face de praia (*foreshore*). Após a face de praia, a região coberta permanentemente por água, que compõe o prisma praiial submerso, é chamada de antepraia (*shoreface*), que se estende desde o limite inferior da face de praia até profundidades em torno de 10 a 20 m (SILVA et al., 2004).

A zona de surfe, bem como a zona de arrebentação, se localizam entre a primeira linha de arrebentação das ondas até o último ponto de quebra na face da praia. A zona de espraiamento compreende-se entre a máxima e a mínima excursão das ondas, e representa um importante mecanismo no transporte de sedimentos na praia através do fluxo e refluxo das ondas (SOUZA et al., 2005).

Mudanças espaciais e temporais de uma praia dependem do regime de ondas, da geologia e da configuração da linha de costa. Jackson, Cooper e Del Rio (2005) destacam que a estrutura geológica subjacente às praias exerce fundamental influência em sua morfologia, morfodinâmica e nos processos atuantes. Além disso, a variabilidade morfológica das praias depende do tipo e da disponibilidade de sedimentos que a compõe (CALLIARI et al., 2003).

Variações sazonais e periódicas do perfil topográfico de uma praia derivam principalmente das alternâncias na energia das ondas, com características construtivas no verão (ondas pequenas, menor esbeltez) e destrutivas no inverno (ondas altas, maior esbeltez).

As ondas de tempo bom transportam para a praia os sedimentos que nos períodos de tempestade (ondas de mau tempo) foram depositados na região submersa. Portanto, com a

passagem de eventos de alta energia na costa as praias perdem sedimentos para o largo, sendo reconstruídas no verão. No entanto, para que o balanço no transporte de sedimentos nesses períodos seja eficiente, é necessário que haja material sedimentar disponível (SILVA et al., 2004).

A morfodinâmica costeira refere-se ao ajuste topográfico do sistema praial e a hidrodinâmica que existe ao longo da praia. A dinâmica desses fluxos é resultado da ação de ondas, marés, ventos e outros sistemas de circulação, que exercem atrito sobre os sedimentos móveis da praia, causando diferenças espaciais e temporais no transporte, que resultam, por sua vez, em mudanças na morfologia praial e no próprio padrão hidrodinâmico atuante (CALLIARI et al., 2003).

O estado morfodinâmico de uma praia representa às características morfológicas e a sua relação com os processos hidrodinâmicos. Diferentes classificações morfodinâmicas de praias foram sugeridas, destacando-se os das escolas americana (SAZAKI, 1980) e australiana (WRIGHT; SHORT, 1984). A primeira escola propõe três estados morfodinâmicos: dissipativo, reflexivo e intermediário. A escola australiana classifica as praias de acordo com seis estados morfodinâmicos associados a diferentes regimes de ondas e maré, além de considerar o nível de energia da onda e a granulometria dos sedimentos. O modelo australiano considera dois estágios extremos (dissipativo e reflexivo), e quatro intermediários (terraço de baixa-mar, bancos transversais, banco e praia rítmicos e banco e calha longitudinal).

O estado dissipativo é caracterizado por ondas altas e areia fina, resultando em uma praia com baixa declividade, zona de surfe extensa e com arrebentação deslizante. Já o estado reflexivo é marcado por ondas de baixa energia e areia de granulometria grossa, apresentando alta declividade e arrebentação ascendente ou mergulhante. Os estados intermediários são caracterizados por areia média e altura de onda moderada. A energia das ondas e a posição dos bancos de areia resultam nos diferentes estágios dissipativos: a) Cavas Longitudinais: acima de 2 m; b) Banco de Praia Rítmicos: entre 1,5 a 2 m; c) Banco Transversal: 1 a 1,5 m; d) Terraço de baixa-mar: menor que 1 m (SUGUIO, 2003).

Os estados morfodinâmicos podem ainda resultar em mecanismos que desencadeiam acreção ou erosão em uma praia. De acordo com Calliari et al., (2003), o estado morfodinâmico e a zona de arrebentação são responsáveis por três tipos de erosão subaérea. Em praias reflexivas (íngremes) a erosão subaérea ocorre geralmente sob condições de ondulação moderada, no qual o mecanismo predominante de espraiamento da onda na face da praia está associado às oscilações subarmônicas. Já nas praias dissipativas é necessário maior energia para desencadear a erosão, onde o elevado "set-up" associado a oscilações de

infragravidade permite que as ondas cheguem a alcançar o pós-praia. E nas praias intermediárias a erosão pode ocorrer por meio dos dois mecanismos.

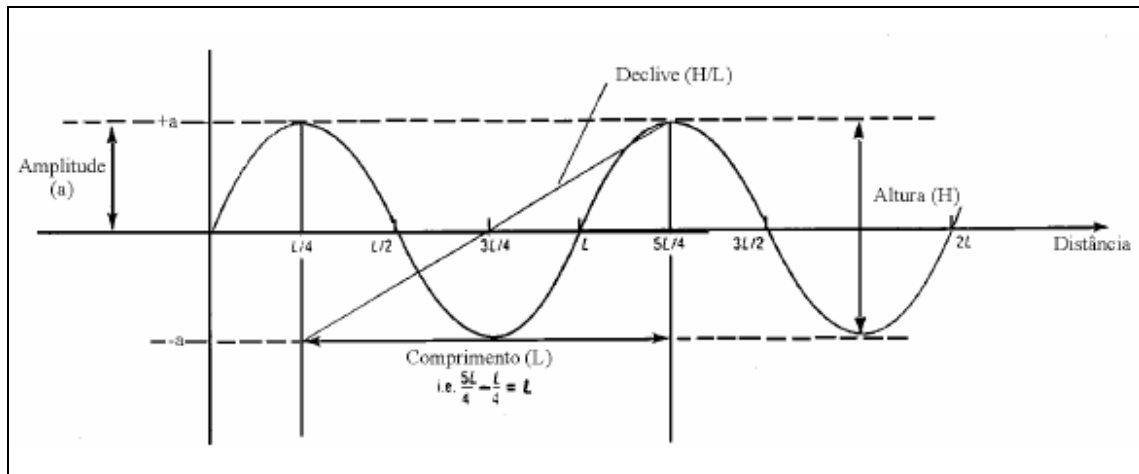
2.2.2 Ondas

As ondas oceânicas são um dos processos mais eficientes de remobilização de sedimentos nas regiões costeiras, sendo originadas pelo contato do vento com a superfície do oceano. Tais ondas são conhecidas como ondas de gravidade, resultantes da oscilação vertical na superfície da água, formando inicialmente ondas capilares. Quanto maior à duração, velocidade e extensão da pista do oceano, maior a quantidade de energia absorvida pelas ondas, aumentando a sua altura, comprimento e velocidade (SOUZA et al., 2005).

As ondas são chamadas de vagas ou *windsea* na região onde são formadas e de marulhos ou *swell* quando já se propagam para fora da área de ação do vento (SILVA, 2013). Em águas profundas a velocidade de propagação das ondas é proporcional ao seu período. No entanto, quando o trem de ondas se aproxima da costa começa a sofrer o efeito de refração do fundo marinho, em função da diminuição da profundidade (SOUZA et al., 2005). Quando estas atingem as zonas mais rasas, a altura das cristas aumenta e o comprimento diminui, adquirindo elevada esbeltez. Dessa maneira, a onda passa a ter uma altura muito grande para seu comprimento de onda, aproximando-se da razão crítica de 1:7. Conforme a onda se aproxima da costa, a sua crista se move para frente da base que a suporta, quebrando logo em seguida quando atinge uma razão aproximada de 3:4 entre sua altura e a profundidade da água a qual se propaga (GARRISON, 2010).

As ondas apresentam uma crista que constitui a parte mais alta e a uma cava que forma a parte mais baixa. A altura da onda (H) é a distância vertical entre a cava e a crista. A semi-altura corresponde à amplitude da onda (A). A distância horizontal de duas cristas consecutivas é dada pelo comprimento da onda (L). O período (T) é o intervalo de tempo entre a passagem de duas cristas ou cavas por um determinado ponto. A velocidade (V) de propagação da onda é dada pela relação L/T , e a frequência (F) da onda são dadas pelo número de cristas que passam num ponto fixo, por segundo (Figura 4). Próximo à costa, as ondas assumem características diferenciadas, como acontece com a altura. Nesse caso, a altura mais representativa é dada pela altura significativa (H_s) das ondas, que equivale à média de 1/3 das maiores ondas registrada em um intervalo de tempo (ARTHUR, 1951).

Figura 4: Principais parâmetros de uma onda.



Fonte: Silva et al., (2004).

A distribuição desigual das alturas de onda na arrebentação ocorre em função da configuração do fundo marinho, isto é, de sua batimetria (MUEHE, 2001). Ao se aproximarem da praia, as ondas sofrem alterações na direção de sua propagação, de tal modo que, quando as ortogonais convergem para regiões protuberantes, há concentração de energia, predominando neste caso a erosão, e quando as ortogonais divergem, há dispersão de energia, predominando a deposição (SOUZA et al., 2005). A refração, difração e reflexão são os fenômenos físicos que governam os diferentes padrões de ondas na costa. O primeiro se caracteriza pela mudança de direção da onda em resposta a alterações no meio de propagação, o segundo ocorre quando a onda ao atingir um obstáculo forma cristas arqueadas e concêntricas em seu entorno, e o último decorre do momento em que as ondas colidem em obstáculos refletivos com um ângulo de incidência qualquer e são refletidas com ângulo igual ao de incidência (MEIRELLES; VIOLANTE-CARVALHO, 2007). Tais fenômenos estabelecem os padrões de circulação costeira, sendo responsáveis pelo transporte de sedimentos e pelas modificações morfológicas da linha de costa (SILVA et al., 2004).

As ondas de tempestade são eventos de alta energia caracterizados por ondas com maiores alturas e períodos, que promovem em curta escala de tempo mudanças acentuadas na morfologia, sedimentologia e na infraestrutura urbana instaladas na zona costeira (MAIA; PINHEIRO, 2016). Tais ondas ao atingir à costa acabam provocando alterações significativas no volume de sedimentos. A entrada dessas ondas no ambiente costeiro provoca a sobrelevação do nível do mar e conseqüente erosão do estoque sedimentar e, dependendo da vulnerabilidade local, os efeitos são intensificados, como é o caso de praias e dunas em áreas urbanizadas. Portanto, a costa responde morfológicamente quase de forma instantânea a

variação da energia das ondas. Com a passagem de tempestades, o perfil emerso da praia é erodido rapidamente, formando bancos de areia submersos. Após o episódio de agitação, inicia-se o processo natural de recuperação do estoque sedimentar, em que ondas de baixa energia transportam os sedimentos da antepraia para a praia (OLIVEIRA, 2016).

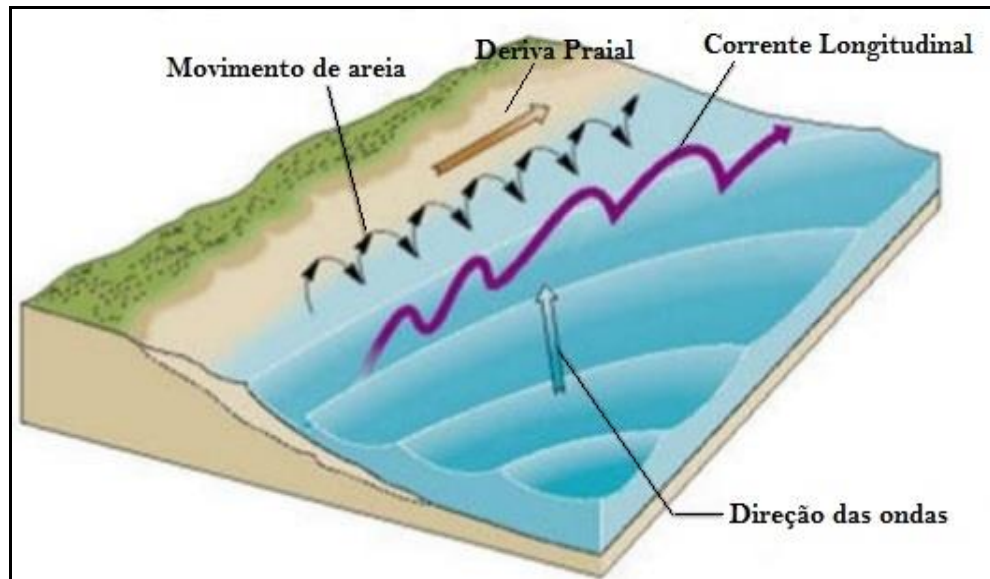
A forma como a onda arrebenta na praia depende da batimetria do fundo (declividade) e do padrão da onda (esbeltez), sendo estas responsáveis por quatro tipos principais: arrebentação do tipo deslizante (*spilling*), mergulhante (*plunging*), ascendente (*surging*) e frontal (*collapsing*) (TOLDO JR et al., 1993). Os tipos de arrebentação estão associados aos diferentes estágios morfodinâmicos de uma praia, estando às praias do tipo reflexivo relacionada à arrebentação mergulhante e frontal. Já as arrebentações do tipo mergulhante e deslizante estão associadas aos estágios intermediários, e ao estágio dissipativo associa-se ondas altas do tipo deslizantes, características de topografias com gradientes de baixa declividade (SAZAKI, 1980, apud SOUZA et al, 2005).

2.2.3 Correntes costeiras

As correntes costeiras são geradas a partir da aproximação das ondas oceânicas, geralmente com um determinado ângulo, e dependem da direção do vento e das ondas resultantes (CHRISTOPHERSON, 2012). A configuração do fundo marinho também implica no desenvolvimento e na configuração de correntes costeiras (Mackenzie, 1958 *apud* BULHÕES, 2010).

Quando chegam à costa (as ondas), especificamente na zona de surfe, precisam encontrar um caminho na zona de arrebentação para retornar ao mar aberto, geralmente ocorrendo nos pontos onde as ondas são menores, resultando desse processo uma série de células de circulação (MUEHE, 2001). Cada célula é composta por uma corrente longitudinal e uma corrente de retorno (BULHÕES, 2010). A corrente que ocorre de forma paralela à costa, denominada de corrente de deriva litorânea ou longitudinal (*longshore transport*), é responsável por movimentar, transportar e distribuir grande quantidade de sedimentos. Já a corrente de retorno (*rip currents*), que ocorre perpendicular à praia, se estabelece geralmente nos locais onde as alturas das ondas são menores, transportando água e sedimentos para a região submarina (Figura 5) (SILVA et al., 2004).

Figura 5: Corrente longitudinal e deriva praial.



Fonte: Christopherson, 2012.

O arco praial é geralmente caracterizado com uma ou mais células de circulação costeira, cada qual constituída de três zonas. A zona de erosão, onde se verifica a maior energia das ondas, a zona de transporte que é o local de transição, e a zona de deposição, onde termina a corrente com a diminuição gradativa da energia das ondas (SOUZA et al., 2005). Em função do transporte longitudinal, o balanço de sedimentos que se verifica em uma praia ocorre em decorrência da erosão em umas das extremidades e de acumulação em outra, que dependendo do estado de mar (tempestade ou de tempo bom) o perfil da praia é alterado modificando todo o sistema de circulação (MUEHE, 2001).

2.2.4 Marés

As marés são oscilações periódicas do nível do mar em um determinado local, causadas pela combinação da força gravitacional da lua e do sol, sendo agentes fundamentais para entender as mudanças na morfologia costeira (GARRISON, 2010). Devido à variação diária das marés, a linha de costa sofre modificações constantes em sua forma e posição, implicando em mudanças significativas nas taxas de erosão e de transporte de sedimentos (CHRISTOPHERSON, 2012).

À posição mais alta da maré é denominado de maré-alta ou preamar, e a posição mais baixa de maré-baixa ou baixa-mar. Esta variação diária provoca o empilhamento e amplificação das lâminas d'água que ao se aproximar da costa e penetrar em algum estuário originam correntes de maré. São de grande importância para o transporte de sedimentos, e consequentemente, na modificação da linha de costa. Planícies de maré e manguezais, por

exemplo, são típicas de costas baixas e sujeitas a macromarés. Já a formação de deltas e de ilhas barreiras está frequentemente inserida em ambientes de micromaré de costas recortadas (SILVA et al, 2004).

Dependendo da configuração da linha de costa, da bacia oceânica e do efeito da Força de Coriolis as marés podem ser consideradas: a) semidiurnas, com duas preamares e duas baixamares por dia; b) diurnas, com uma preamar e uma baixamar por dia; e c) mistas, com uma preamar e duas baixamares por dia, ou vice-versa (SOUZA et al., 2005). De acordo com a posição geográfica, as marés podem ser classificadas em três tipos: micromaré, quando a amplitude de maré de sizígia é menor que 2 metros; mesomaré, quando a amplitude de maré de sizígia varia entre 2 a 4 metros; ou macromarés, quando a amplitude é maior que 4 metros, podendo atingir 12 metros em algumas regiões. No Brasil, as micromarés ocorrem nas costas sul e sudeste, as mesomarés atuam na costa leste e nordeste, e as macromarés na costa nordeste e norte (ROCHA, 2009).

2.2.5 Variações do nível do mar

O quaternário foi marcado por profundas alterações no ambiente costeiro, sobretudo, pelas flutuações do nível do mar que marcaram a evolução das planícies litorâneas. Como o nível do mar varia a linha de costa naturalmente troca de posição e forma, ora em função das transgressões e regressões marinhas e ora pelo soerguimento e subsidência da costa (CHRISTOPHERSON, 2012). Nesse período o principal fator que influenciou a variação do nível dos oceanos foram as glaciações e deglaciações continentais, estimando um aumento médio do nível do mar de 65 a 70 metros nos últimos 20.000 anos (SILVA et al., 2004).

Variações significativas do nível do mar ocorrem em função de vários fatores, que atuaram e atuam em tempos distintos e em áreas diversas, sendo controlados por fatores tectônicos (isostasia), oceanográficos (correntes, marés), terrestres (descarga fluvial), meteorológicos (ventos, pressão atmosférica) e geofísicos (SILVA et al, 2004). Nesse sentido, o nível do mar pode variar em diferentes escalas de tempo (horária, diária, sazonal e de longo período) (SOUZA et al., 2005). De modo geral, as flutuações do nível do mar podem ser classificadas por duas variáveis, a primeira conhecida por eustasia, que são variações reais dos paleoníveis dos oceanos, e a segunda pela isostasia e/ou variações aparentes, decorrentes de movimentações dos continentes (ANGULO; SOUZA, 2014).

As variações do nível relativo do mar são desencadeadas principalmente por três processos: a) tectonoeustasia; b) glacioeustasia; c) geoidoeustasia. A primeira relacionada à

tectônica de placas, a segunda aos ciclos de glaciação e deglaciação e a terceira às causas gravitacionais. O nível dos continentes, por sua vez, é controlado pelos seguintes fatores: a) movimentos tectônicos, tanto horizontais quanto verticais; b) movimentos isostáticos ligados às variações de carga exercidas pela expansão (glaciação) ou retração (deglaciação) das calotas glaciais sobre os continentes, e ainda pela erosão e deposição em bacias sedimentares e transgressões e regressões sobre as plataformas continentais (hidroisostasia); c) variações da configuração da forma do geoide devido às causas gravitacionais (SUGUIO et al., 2005).

Sendo assim, o nível do mar em um determinado local é resultante de complexas interações entre a superfície do oceano e do continente. Em escala mundial, as variações dos volumes das bacias e dos oceanos exercem maior influência. Por outro lado, as mudanças na superfície do geoide e nas superfícies dos continentes atuam em escala regional ou local. Portanto, as curvas do nível do mar obtidas em uma determinada localidade representam o nível relativo à linha de costa (atuação de fenômenos globais e regionais) e não ao nível absoluto do mar (MARTIN et al., 1993).

A parte mais central do litoral brasileiro foi marcada por três importantes variações do nível relativo do mar mais alto que o atual. O primeiro e mais antigo nível marinho é representado pelas linhas de falésias da formação Barreiras na costa do estado da Bahia e Sergipe. No segundo momento o nível relativo do mar atingiu 8 a 2m há aproximadamente 120.000 anos A.P. A última súbida do nível do oceano se deu entre 6.000 a 7.000 anos A.P atingindo cerca de 4 a 5m em relação ao atual. De modo geral, pode-se dizer que o litoral brasileiro esteve submetido à submersão até 5.100 anos A.P, e posteriormente em emersão (MARTIN, 1984).

As variações relativas do nível do mar desempenharam papel fundamental na sedimentação costeira e na formação de ambientes costeiros (ROCHA, 2009). Em períodos de submersão (subida do nível relativo do mar) as costas são caracterizadas pela ocorrência de sistemas de ilhas barreiras e lagunas enquanto em episódios de emersão pela existência de grandes extensões de planícies arenosas recobertas por alinhamentos de cristas praia (SUGUIO et al., 1985).

Há uma busca constante de equilíbrio na configuração da linha de costa frente aos diversos processos costeiros atuantes. Em vista disso, Brunn (1962) estabeleceu uma relação entre a flutuação do nível do mar e o ajustamento morfológico do litoral. Constatou que a elevação do nível do mar provocaria um desequilíbrio da linha de costa, transferindo os

sedimentos da costa para antepraia, gerando erosão. Com a descida do nível do mar, a perturbação gerada é na forma de progradação da linha de costa, transferindo os materiais depositados na antepraia para costa.

Portanto, a variação do nível do mar é um importante elemento na evolução das planícies costeiras, sobretudo, no período quaternário. Além de possuir um papel considerável na configuração da linha de costa em função das atuais taxas de elevação do nível do mar. Em vista disso, apresenta-se cada vez mais a necessidade de incluir esta temática em programas de planejamento e gerenciamento costeiro.

2.2.6 Erosão Costeira

A erosão costeira é um processo que ocorre ao longo da linha de costa, decorrente de um balanço sedimentar negativo e/ou da elevação do nível médio do mar, atingindo promontórios, costões rochosos, falésias e praias arenosas. Dos problemas decorrentes, os mais significativos são: a redução na largura da praia, destruição de faixas frontais de vegetação, inexistência da faixa pós-praia, aumento de inundações pelo ataque de ondas de tempestade, desequilíbrios e/ou perda de habitats, destruição de estruturas costeiras e perda de valor paisagístico (SOUZA et al., 2005).

As zonas costeiras destacam-se por serem ambientes extremamente dinâmicos e sensíveis, seja em resposta às forças naturais ou à atividade antrópica. Nesta perspectiva, Bird (1981) destaca que 70% das costas arenosas do mundo estariam em processo de erosão e apenas 30% em progradação ou estáveis. De maneira geral, o processo de recuo (erosão) da linha de costa predomina largamente sobre a progradação, com cerca de 40% concentrado nas praias, 20% nas falésias sedimentares e 15% nas desembocaduras fluviais. A vulnerabilidade erosiva dessas áreas ocorre principalmente devido à perda permanente de sedimentos ou a fenômenos de subsidência (MUEHE, 2005).

Os problemas decorrentes da erosão costeira são diversos, e geralmente são identificadas às seguintes características nas áreas afetadas: a) altas taxas erosivas e de origem recente; b) faixas de areia estreitas e urbanizadas com moderada a alta taxa de erosão; c) praias reconstruídas e que seguem um cronograma de manutenção; d) obras de proteção e estruturas de contenção à erosão (Figura 6) (SOUZA et al., 2005).

Em termos gerais, a predominância de erosão costeira pode ser incorporada em causas naturais e causas antrópicas. No entanto, um elevado número de autores acredita que a

principal causa está relacionada à elevação do nível do mar no último século (Backer, 1993; Bird, 1985; Bruun; Schwartz, 1985 apud SOUZA et al., 2005). Essas causas movimentam continuamente a linha de costa, e esta se move na tentativa de atingir um equilíbrio momentâneo com as forças que atuam sobre ela (MARTINS; TABAJARA; FERREIRA, 2004).

Figura 6: Indicadores de erosão costeira.

Indicadores de erosão costeira	
I	Pós-praia muito estreita ou inexistente devido à inundação permanente durante as preamares de sizígia (praias urbanizadas ou não).
II	Retrogradação geral da linha de costa nas últimas décadas, com diminuição da largura da praia em toda a sua extensão, ou mais acentuadamente em determinados locais dela (praias urbanizadas ou não).
III	Erosão progressiva de depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias, sem o desenvolvimento de falésias ou escarpamentos em dunas e terraços marinhos (praias urbanizadas ou não).
IV	Presença de falésias com alturas de até dezenas de metros em rochas sedimentares mesozóicas, sedimentos terciários (Formação Barreiras) e rochas de praia pleistocênicas e holocênicas, e presença de escarpamentos em depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias (praias urbanizadas ou não).
V	Destruição de faixas frontais de vegetação de “restinga” ou de manguezal e/ou presença de raízes e troncos em posição de vida soterrados na praia, devido à erosão e soterramento causados pela retrogradação/migração da linha de costa, ou por processos de sobrelavagem (ilhas e praias-barreiras).
VI	Exumação e erosão de depósitos paleolagunares, turfeiras, arenitos de praia ou terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, sobre o estirâncio e/ou a face litorânea atuais, devido à remoção das areias praias por erosão costeira e déficit sedimentar extremamente negativo (praias urbanizadas ou não).
VII	Frequente exposição de “terraços ou falésias artificiais”, apresentando pacotes de espessura até métrica, formados por sucessivas camadas de aterros soterrados por lentes de areias praias/dunares (contato entre a praia e a área urbanizada).
VIII	Construção e destruição de estruturas artificiais erguidas sobre os depósitos marinhos ou eólicos holocênicos que bordejam a praia, a pós-praia, o estirâncio, a face litorânea e/ou a zona de surfe.
IX	Retomada erosiva de antigas plataformas de abrasão marinha, elevadas de +2 a +6 m, formadas sobre rochas do embasamento ígneo-metamórfico précambriano a mesozóico, ou rochas sedimentares mesozóicas, ou sedimentos terciários (Formação Barreiras) ou arenitos praias pleistocênicos, em épocas em que o nível do mar encontrava-se acima do atual, durante o final do Pleistoceno e o Holoceno (praias urbanizadas ou não).
X	Presença de concentrações de minerais pesados em determinados trechos da praia, em associação com outras evidências erosivas (praias urbanizadas ou não).
XI	Presença de embaixamentos formados pela atuação de correntes de retorno concentradas associadas a zonas de barlamar ou centros de divergência de células de deriva litorânea localizados em local mais ou menos fixo da praia, podendo ocorrer também processos de sobrelavagem (ilhas e praias-barreiras).

Fonte: Souza et al., (2005).

Variações naturais e induzidas pelas atividades humanas provocam mudanças significativas na dinâmica sedimentar e na morfologia costeira. Alterações relativas do nível do mar, por exemplo, modificam substancialmente o equilíbrio de uma zona litorânea. Um aumento do nível do mar submete à linha de costa à ação direta dos processos erosivos, até que um novo perfil de equilíbrio seja atingido. No caso de uma diminuição, o processo predominante é o de deposição, formando extensas planícies arenosas (TESSLER; GOYA, 2005).

À medida que aumenta a ocupação do litoral aumentam também os problemas decorrentes da erosão costeira, sobretudo, em função da intervenção do homem nos processos costeiros e da urbanização da orla em decorrência da construção de estruturas rígidas (MUEHE, 2006). De acordo com Muehe (2005) 80% das causas da erosão costeira estão relacionadas com a atuação do homem nesses ambientes. Nas áreas litorâneas densamente ocupadas problemas ligados à erosão são recorrentes. Tais problemas são desencadeados pela urbanização da orla, pela construção de estruturas rígidas (espigões, molhes, enrocamentos, guia-correntes, entre outros), pela retirada de areia das praias e dunas, extração de areias fluviais, etc. (SOUZA et al., 2005). Portanto, construções muito próximas da praia geralmente desencadearam ou intensificaram o processo erosivo.

A dinâmica costeira é ainda comandada pela ação das ondas, das correntes litorâneas e pelas marés. Processos erosivos intensos podem ser desencadeados por perturbações permanentes ou momentâneas, provocando variações espaciais das linhas de costas. A inversão da deriva litorânea pode gerar sérios prejuízos no litoral em função do efeito erosivo, seja pela construção de obras rígidas de engenharia ou por ação natural, como o deslocamento da foz de um rio ou por fenômenos climático-meteorológicos. Movimentos sazonais de acreção e erosão de bancos arenosos submersos juntos às linhas de costas criam amplas praias no verão e estreitas praias no inverno. Passagens de frentes frias na costa aumentam significativamente a altura da onda, inundando vastas áreas em questão de horas, causando erosão severa na linha de costa. Portanto, as construções localizadas no limite pós-praia são extremamente impactadas, pois estão no limite de ação das ondas de tempestade (MARTINS; TABAJARA; FERREIRA, 2004; TESSLER; GOYA, 2005).

Somam-se aos processos costeiros dois condicionantes principais, o clima de ondas e o regime de maré. Segundo Muehe (1998) o clima de ondas é um importante viabilizador dos processos costeiros atuantes no litoral, sendo controlados pelos principais centros atmosféricos. Na América do Sul os principais sistemas atmosféricos são: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Anticiclone Tropical do Atlântico Sul (ATAS); Anticiclones Polares Migratórios (APM). Além disso, o clima de ondas possui relação direta com a morfologia costeira, no qual as ondas assumem características específicas no momento em que alcançam a costa (direção, altura e período) (TESSLER; GOYA, 2005).

Neste sentido, o ambiente costeiro exerce efetiva participação na dinâmica sedimentar, a partir das características batimétricas da região, das propriedades sedimentares da plataforma continental e da orientação da linha de costa em relação aos eventos de maior

energia. A extensão e morfologia da plataforma continental exercem importantes papéis na dinâmica costeira, ora em função de sua capacidade de dissipar maior ou menor energia ora como uma importante fonte de suprimento de sedimentos para a costa. Por sua vez, fundos com gradiente mais acentuados tentem a dissipar menos energia do que fundos mais planos, implicando em áreas com maior capacidade erosiva. O grau de exposição de uma praia quanto à ação das ondas depende da orientação geral da costa. Praias expostas tendem a sofrer maiores impactos em comparação às orientadas transversalmente à ortogonal de onda (KLUMB-OLIVEIRA, 2015).

Episódios de tempestade causam impactos significativos e desencadeiam problemas de curto e longo prazo relacionados à erosão. A tendência é que os eventos extremos aumentem substancialmente em função dos impactos causados pela ação humana no clima e nos processos oceanográficos, resultando em inundações periódicas da zona costeira e erosão da linha de costa (Kerry, 2005; Titus, 1998 apud MAIA; PINHEIRO, 2016). Em períodos de tempo bom a praia apresenta maior largura e volume devido ao transporte de sedimentos da antepraia para o ambiente emerso, o mesmo não ocorre em condições de mau tempo, onde o perfil subaéreo da praia perde volume para a antepraia, formando barras submersas que tendem a migrar costa afora. As variações no perfil praiial são dadas em função da altura e comprimento da onda (KLUMB-OLIVEIRA, 2015).

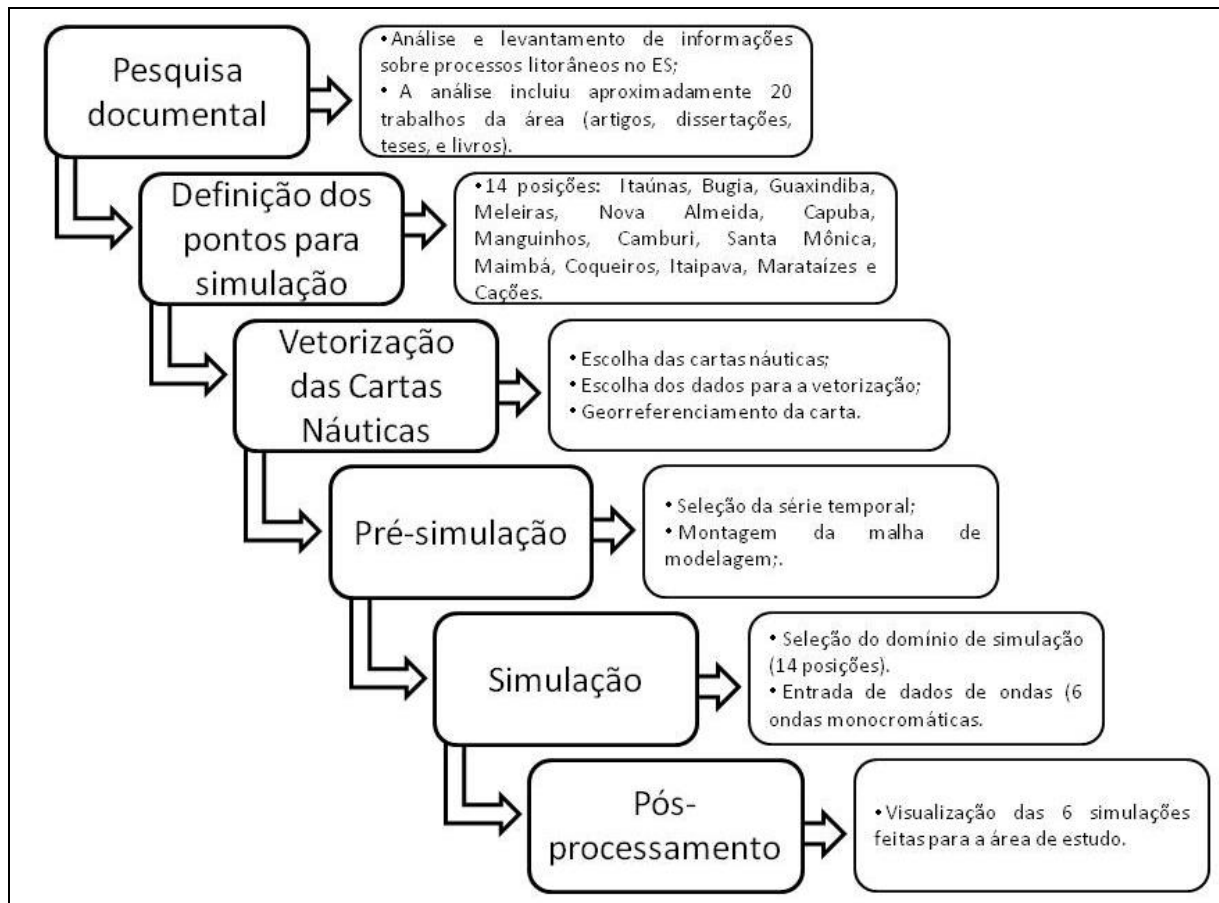
A erosão costeira é processo desencadeado por vários fatores, principalmente, pela ocupação desenfreada do litoral e pela intervenção do homem nos processos costeiros, implicando em questões econômicas, políticas e sociais. Nesse sentido, é necessário que se elabore diagnósticos a fim de identificar às causas ligadas a erosão, para que medidas mitigadoras e de gerenciamento possam ser tomadas (MUEHE, 2006). Três tipos de ações podem ser adotados em áreas com risco à erosão: a) abandonar a área ameaçada; b) restringir a ocupação nas áreas em risco; e c) implementar medidas de proteção costeira. No entanto, os métodos de proteção costeira são os que mais causam impactos na linha costa, sobretudo, por mitigar temporariamente o problema, não eliminando as causas em si e ainda desencadeando uma série de outras consequências ao segmento costeiro (SOUZA et al., 2005).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais usados neste trabalho partiram inicialmente de uma pesquisa documental a fim de identificar as áreas que apresentam maior vulnerabilidade no cenário regional do

Espírito Santo e também para a familiarização com o tema. Adotou-se como base referencial o trabalho de Albino, Girardi e Nascimento (2006), pois este apresenta de forma sistemática o problema de erosão costeira no litoral do Espírito Santo e aponta para as localidades com tendência a retrogradação (figura 7).

Figura 7: Fluxograma das etapas metodológicas

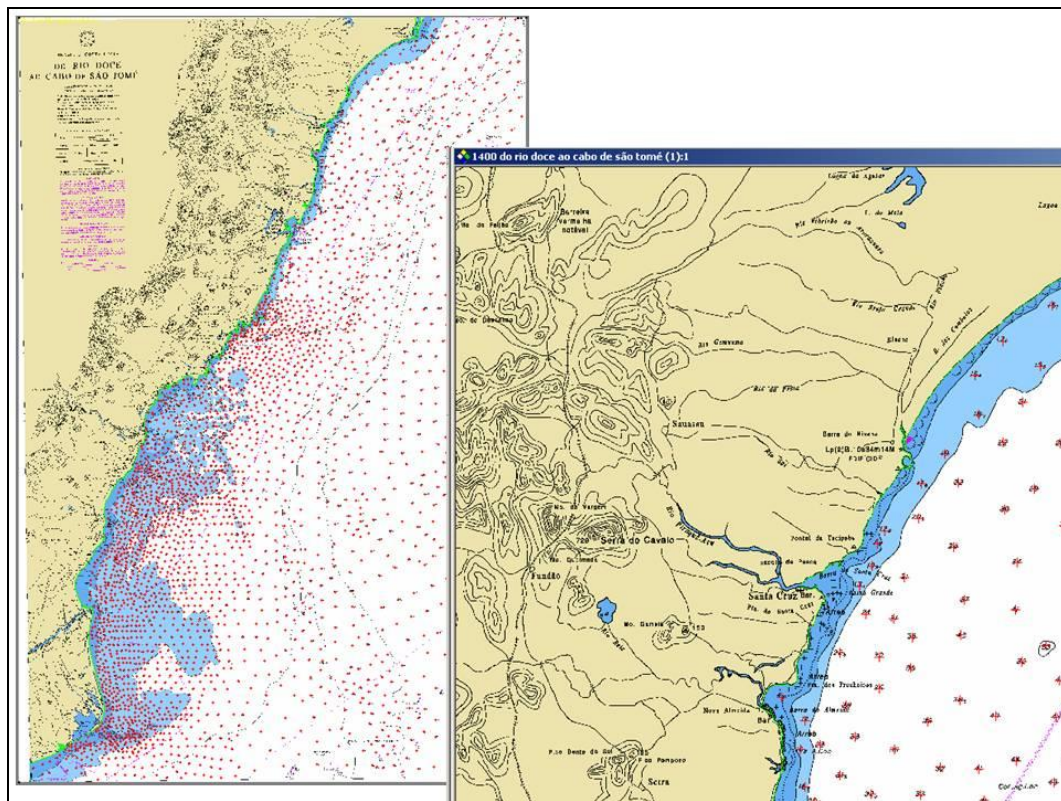


Fonte: Elaboração própria.

Para estimar a participação das ondas mais energéticas no cenário de erosão costeira do litoral do Espírito Santo, foram selecionadas 14 localidades específicas partindo da setorização proposta por Albino, Girardi e Nascimento (2006) que subdividiram em cinco setores as unidades costeiras deste litoral e identificaram a tendência erosiva em 14 localidades. Portanto, os dados de saída do modelo foram estabelecidos para as localidades, a saber: a) Setor 1: Itaúnas, Bugia e Guaxindiba; b) Setor 2: Meleiras; c) Setor 3: Nova Almeida, Capuba e Manguinhos; d) Setor 4: Camburi, Santa Mônica, Maimbá, Coqueiros e Itaipava; e) Setor 5: Marataizes e Cações. Para cada posição indicada, a saída do modelo foi posicionada para profundidades de 5m. A distribuição das 14 posições pode ser observada também na Figura 01.

Para compor a base de modelagem das simulações, foram vetorizadas manualmente no Digger 3 três cartas náuticas que abrange a área de estudo: CN1400 – Rio Doce ao Cabo de São Tomé; CN22700 – Da Ponta Cumuruxatiba a Conceição da Barra; CN22800 – De Conceição da Barra a Vitória. A Marinha do Brasil disponibiliza todas as cartas atualizadas em formato raster, através do portal oficial¹. Os elementos escolhidos para a vetorização incluiu toda a linha de costa, profundidades e ilhas deste litoral. As cartas foram georreferenciadas ao Dátum Horizontal WGS 84, na projeção de Mercator, ajustadas à escala 1:300.000, e as profundidades estão ajustadas ao nível da baixa-mar média de sizígia (Figura 8).

Figura 8: Vetorização da carta CN1400.



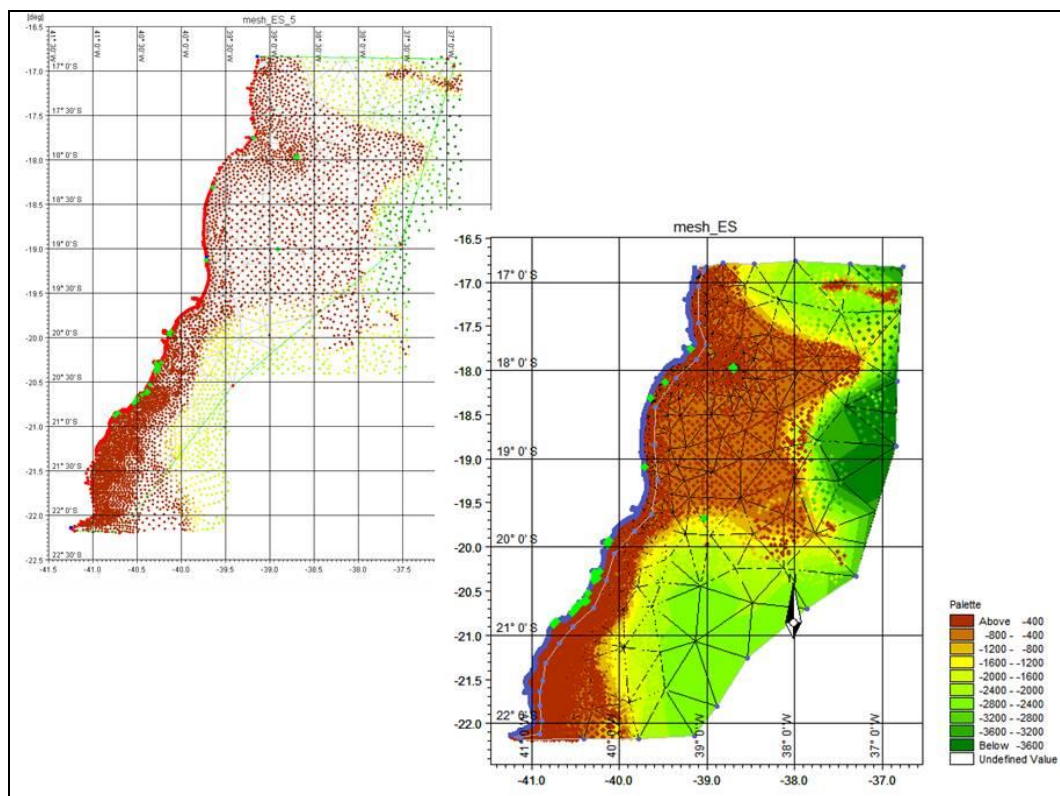
Fonte: Digger 3.

O programa Mike21 do DHI (*Danish Hydraulic Institut*) versão 2017 foi o escolhido para realizar as simulações, pois se trata de um programa pioneiro de modelagem de ondas oceânicas, sendo utilizado por vários pesquisadores na área (BULHÕES, 2011; KLUMB-OLIVEIRA, 2015; OLIVEIRA, 2016). Toda a parte de pré-processamento e simulação foram feitas em dois módulos do programa: Mike21 SW (*Spectral Waves*) e o Mike Zero.

¹ Cartas Náuticas em formato raster: <<https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav/cartas-raster>>.

No módulo Mike Zero se preparou toda a parte pré-simulação, que consistiu inicialmente na montagem da malha de modelagem (Figura 9). Para a construção dos limites da malha flexível, acoplaram-se os dados batimétricos da área de estudo, isto é, as coordenadas x, y e z. Outra parte importante da construção da malha é a criação de séries temporais, que é feito no próprio programa (a partir do processamento dos dados) e deve conter a altura significativa, período e direção média de onda, direção e velocidade do vento. No entanto, antes é feito a seleção da série temporal que se pretende simular. Neste trabalho, os dados de ondas foram obtidos através do Programa Nacional de Boias (PNBOIA-GOOS Brasil), que faz parte de uma rede internacional de observação dos oceanos. O processamento dos dados foi feito com o MsExcell o Dell Statistica 13.2, de onde foi extraída a estatística descritiva e preparada a série temporal que cobriu o período entre 14/11/2015 e 05/04/2017 para a posição Boia Vitória (Figura 1) localizada nas coordenadas 19.93°S, 39.71°W.

Figura 9: Montagem da malha flexível, mostrando a batimetria interpolada.

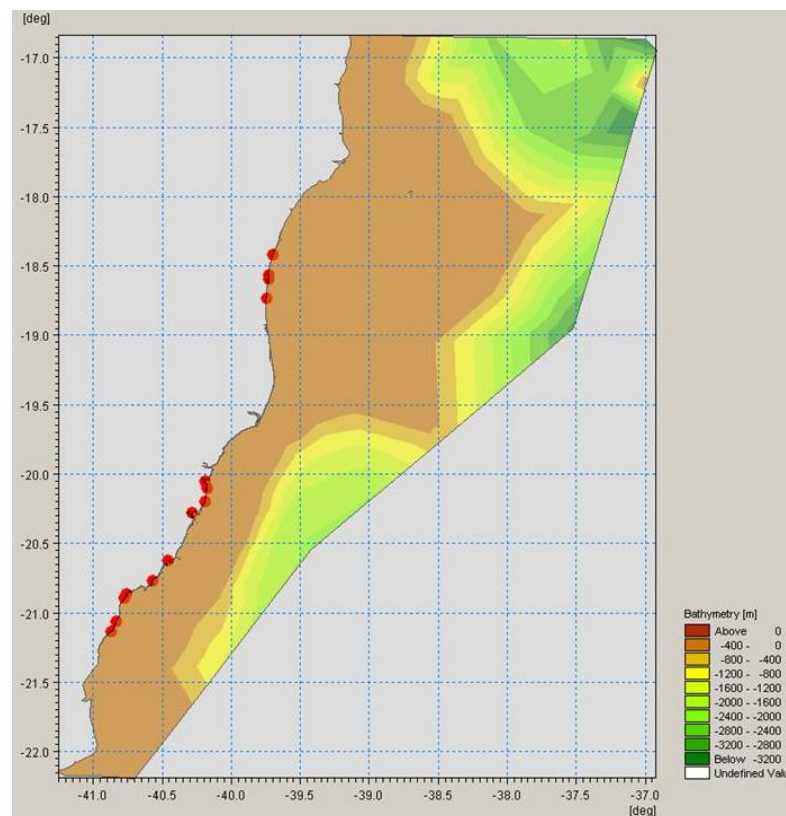


Fonte: Modelo Mike21.

A etapa de simulação é feita no módulo Mike21 SW, de onde são estabelecidos os dados de saída, ou seja, as áreas que irão compor o ambiente de modelagem. Para este estudo o domínio de simulação escolhido abrange 14 áreas divididas em cinco setores que apresentam tendência à erosão costeira neste litoral (Figura 10). Com o intuito de estimar a

participação das ondas de maior energia na erosão das áreas selecionadas, foram simuladas as seis ondas com maiores alturas significativas representativas de diferentes direções e eventos de tempestade, constituindo os dados de entrada. As simulações de ondas foram realizadas através da modelagem de ondas monocromáticas, que atende melhor o objetivo proposto, que é analisar a participação das ondas mais representativas (Leste; Sul; Nordeste; Leste Nordeste; Su Sudeste; Su Sudoeste) no cenário de erosão costeira do litoral do Espírito Santo.

Figura 10: Seleção dos pontos de saída do modelo, mostrando o domínio de simulação.



Fonte: Modelo Mike21.

Para fins de visualização e análise dos resultados, a etapa pós-processamento consistiu na elaboração de uma figura no módulo Mike Zero com as seis condições de ondas simuladas, mostrando a propagação e transformação dessas ondas no período de ocorrência para a região costeira do ES (Figura 20). E por fim, com os dados disponíveis foram elaborados histogramas e gráficos com auxílio do Grapher 8 e MsExcell para compor o ambiente de análise.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os quadros I e II apresentam a estatística básica das condições médias do clima de ondas e ventos ao longo da costa do Espírito Santo. As figuras 11 e 12 sintetizam as

informações dos respectivos quadros, apontando os espectros direcionais e a intensidade, respectivamente, das ondas e dos ventos para a posição da bóia.

Para as condições médias de ondas os resultados mostram altura significativa média (H_s) de 1,60m, períodos de pico (T_p) de 8,6s, predominantes das direções entre Nordeste (NE) e Sudoeste (SW). A direção média das ondas é de 130° (Sudeste) com desvio padrão de 59° afirmando a amplitude direcional das ondas. As ondas menores que 2,0m representaram 80% do conjunto dos dados. Para o período de pico há dois padrões: ondas com intervalos abaixo de 10s representaram um total de 75% das ocorrências, e acima de 10s, 25% (Quadro I). Os primeiros são aqui considerados ondas do tipo vagas (*windseas*) enquanto que as segundas podem ser consideradas marulhos (*swell*). Esses resultados corroboram com o alcançado por Branco (2005), Piumbini (2009), Ribeiro (2014) e Nogueira (2014) no que tange o clima de ondas para o ES. Soares e Chacaltana (2003) apontam para a baía do Espírito Santo que a direção média das ondas provenientes dos setores Leste (E) e Sudeste (SE) são concordantes com os resultados aqui descritos, no entanto, os dados de período e altura significativa não, o que provavelmente ocorreu pela diferença na fonte e no intervalo de tempo dos dados analisados.

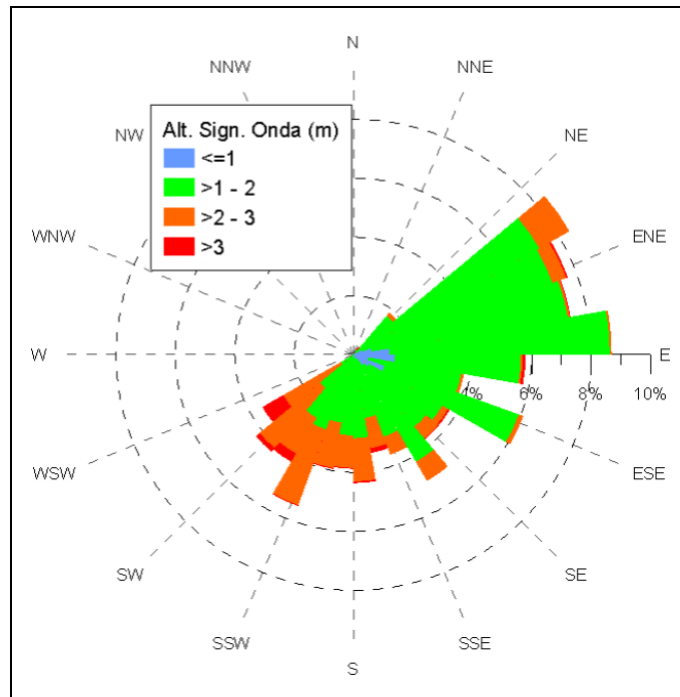
Nota-se ainda no Quadro I dois picos principais de ocorrência, o dominante está associado a ondas com H_s de 1,0 a 2,0m provenientes entre NE e SSE, correspondendo a 63% do total de ocorrências. A classe modal (1,0 – 2,0m) está associada ao T_p (5 – 10s), sendo característico do estado de mar local (vagas ou *windseas*) gerado pela circulação atmosférica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), tendo forte influência neste litoral conforme já identificado em ZEE (2010) e Nogueira (2014). Para a posição sudeste do litoral do Rio de Janeiro (ao sul da área de interesse) verifica-se uma correlação com a direção e a classe modal de maior ocorrência no litoral do Espírito Santo (KLUMB-OLIVEIRA, 2015). A segunda ocorrência é indicada por ondas com H_s entre 2,0 e 3,0m e T_p entre 10 – 20s das direções entre SSE e SW representando cerca de 37% no total dos dados, sendo responsáveis pela maior agitação oceânica ao sul deste segmento do litoral. Os resultados corroboram com as informações apontadas por Souza (1988) no que se refere à bimodalidade do mar local, apontando entradas de ondulações provenientes de NNE geradas pelo ASAS e ondulações de SW pela passagem de ciclones extratropicais e de frentes frias sinóticas.

Quadro I: Estatística básica das condições médias do clima de ondas no litoral do ES.

Dados de Ondas			
Altura Significativa (m)		Altura Máxima (m)	
Intervalo (m)	Percentual	Intervalo (m/s)	Percentual
0 <x<=1	7,10	0 <x<=5	98,32
1 <x<=2	72,32	5 <x<=10	1,31
2 <x<=3	18,95	10 <x	0,36
3 <x<=4	1,15	Período de Pico	
4 <x	0,46	Intervalo (s)	Percentual
Direção Média		0 <x<=5	4,24
Intervalo (°N)	Percentual	5 <x<=10	70,81
x=0	0,03	10 <x<=15	22,17
0 <x<=50	2,10	15 <x<=20	2,60
50 <x<=100	38,30	20 <x<=25	0,16
100 <x<=150	22,44	25 <x<=30	0,03
150 <x<=200	19,25	Estatística Básica Altura Significativa	
200 <x<=250	17,63	máxima	7,90
250 <x<=300	0,13	média	1,60
300 <x<=350	0,03	mínima	0,19
350 <x<=400	0,06	desvio padrão	0,55
Estatística Básica Período de Pico		Estatística Básica Direção Média	
máxima	25,3	máxima	357,00
média	8,6	média	130,83
mínima	2,2	mínima	0,00
desvio padrão	2,7	desvio padrão	58,18

Fonte: MsExcell o Dell Statistica 13.2

Figura 11: Histograma Direcional de Altura Significativa de Ondas (Hs) entre novembro 2015 e abril 2017.



Fonte: Grapher 8.

O Quadro II e a Figura 12 tratam dos ventos costeiros. É verificado que a direção média dos ventos é de 135° (Sudeste) e o desvio padrão de 98° abrange direções de entrada entre Nordeste (NE) e Oeste-Sudoeste (WSW) com velocidades médias de 7 m/s.

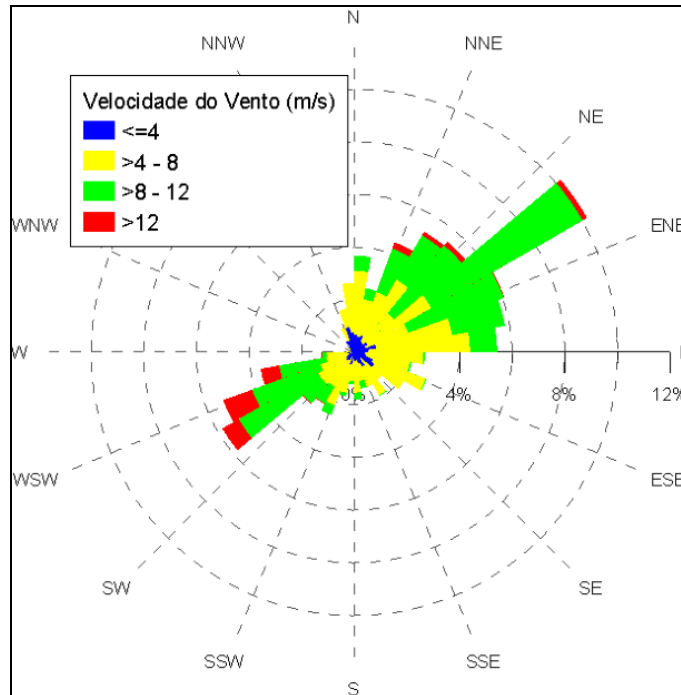
Quadro II: Estatística Básica das Condições Médias de Ventos ao Longo da Área de Estudo.

Dados de Ventos			
Velocidade Média (m/s)		Velocidade Rajada (m/s)	
Intervalo (m/s)	Percentual	Intervalo (m/s)	Percentual
0 <x<=5	26,55	0 <x<=10	67,48
5 <x<=10	58,40	10 <x<=20	32,32
10 <x<=15	14,74	20 <x<=30	0,13
15 <x<=20	0,29	30 <x<=40	0,00
Direção Média do Vento ($^\circ$ N)		40 <x<=50	0,03
Intervalo ($^\circ$ N)	Percentual	50 <x<=60	0,03
x=0	0,36	Estatística Básica Velocidade Média	
0 <x<=50	20,26	máxima	17,10
50 <x<=100	30,24	média	7,00
100 <x<=150	10,66	mínima	0,20
150 <x<=200	7,47	desvio padrão	2,81
200 <x<=250	18,46	Estatística Básica Direção Média	
250 <x<=300	5,49	máxima	360,00
300 <x<=350	3,68	média	134,83
350 <x<=400	3,35	mínima	0,00
		desvio padrão	97,76

Fonte: MsExcell o Dell Statistica 13.2

Os ventos de maior intensidade e periodicidade estão relacionados às direções NE e ENE com velocidades médias majoritariamente entre 8 a 12 m/s (Figura 12) ocorrendo durante 50% do intervalo considerado. Albino, Paiva e Machado (2001) apontam para este litoral ventos provenientes dos quadrantes NE-ENE e SE, estando os primeiros associados ao ASAS, enquanto os de SE estão relacionados a passagem de sistemas frontais com maior frequência no litoral sudeste brasileiro (CAVALCANTI; FERREIRA; DIAS, 2009). Os ventos predominantes são das direções NE e E, e de menor expressividade do quadrante S e SE resultados que são coerentes com o trabalho de Monteiro (1949) e Homsí (1978).

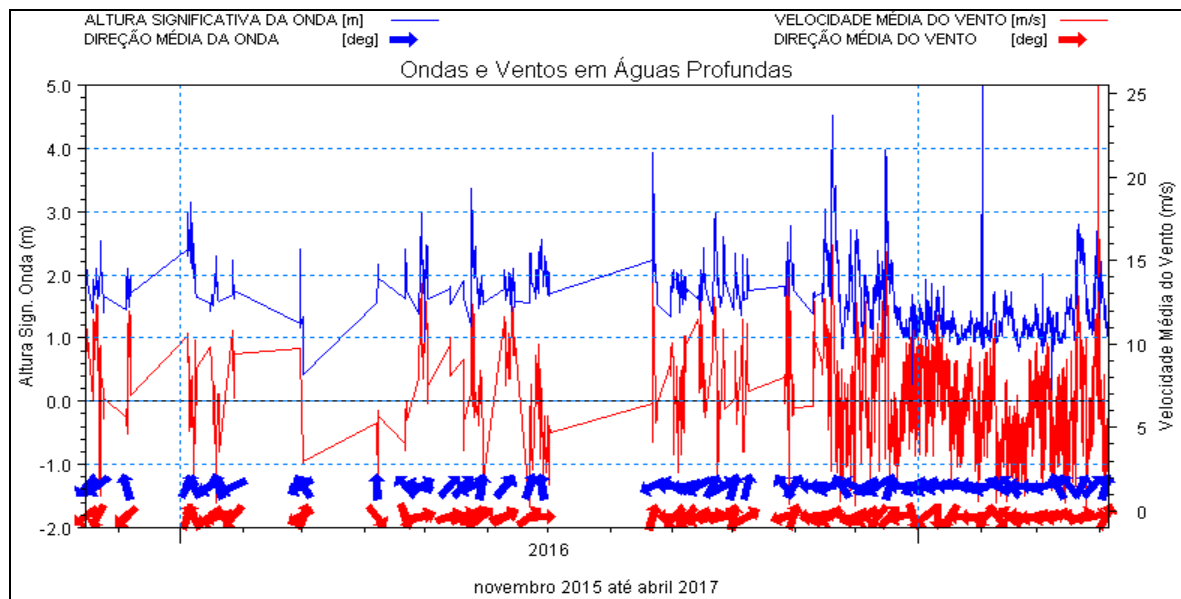
Figura 12: Histograma Direcional de Ventos entre novembro 2015 e abril 2017.



Fonte: Grapher 8.

A figura 13 apresenta a série temporal dos dados da bóia oceânica em termos de direção e altura significativa de ondas (setas e linha em azul) e direção e velocidade média dos ventos (setas e linha em vermelho) entre novembro de 2015 e abril de 2017.

Figura 13: Série temporal de ondas e ventos em águas profundas para a posição “boia vitória” entre novembro 2015 e abril 2017.



Fonte: Modelo Mike21

Para caracterizar as condições de tempestade foram selecionados os eventos em que altura significativa (H_s) ultrapassou o limiar de 3,0m e o evento durou mais de 12hs. Este método de classificação foi utilizado para o litoral do Rio de Janeiro por Bulhões et al., (2014), Souza, Bulhões e Amorim (2015) e Pereira e Klumb-Oliveira (2015) seguindo critérios propostos por You e Lord (2008) e Rangel-Buitrago e Anfuso (2011).

Foram identificados seis eventos no período de novembro de 2015 a abril de 2017. O Quadro III apresenta as condições gerais destes eventos. Os resultados dos eventos de tempestade identificados mostram ondas com a média de altura significativa de 2,44m e máxima de 4,62m. A direção média de entrada de ondas de tempestade é de SSE (Su-Sudeste) com desvio padrão de 65° e o período de pico na faixa dos 9s. Quanto aos ventos os mesmos sopram em média de SSE com velocidades médias de 9,1 m/s e rajadas com 11 m/s, atingindo o máximo de 21m/s (Quadro III). As situações de Mau Tempo analisadas por Nogueira (2014) para a costa do Espírito Santo tendem a ser concordantes com as condições das tempestades aqui destacadas. Outras correlações foram encontradas com os resultados de Pinho (2003) para a Baía de Campos e identificados no ZEE (2010) que aponta ondas com alturas significativas próximas a 2,5m provenientes de marulhos de SW estando associadas a ciclones e a alta migratória pós-frontal.

Quadro III. Estatística básica das condições médias durante a passagem de eventos de tempestade.

Características do Clima de Ondas e Ventos	Velocidade do Vento (nós)	Direção Média dos Ventos ($^\circ$ N)	Velocidade Rajada (m/s)	Altura Significativa de Ondas (m)	Altura Máxima de Ondas (m)	Período de Pico (s)	Direção Média de Ondas ($^\circ$ N)
Máxima	17,10	357,00	21,30	4,62	7,79	22,80	297,00
Média	9,11	167,61	11,30	2,44	3,93	9,22	162,05
Mínima	1,50	0,00	2,40	1,19	2,28	5,30	36,00
Desvio Padrão	3,17	88,96	3,82	0,65	1,08	2,07	65,42

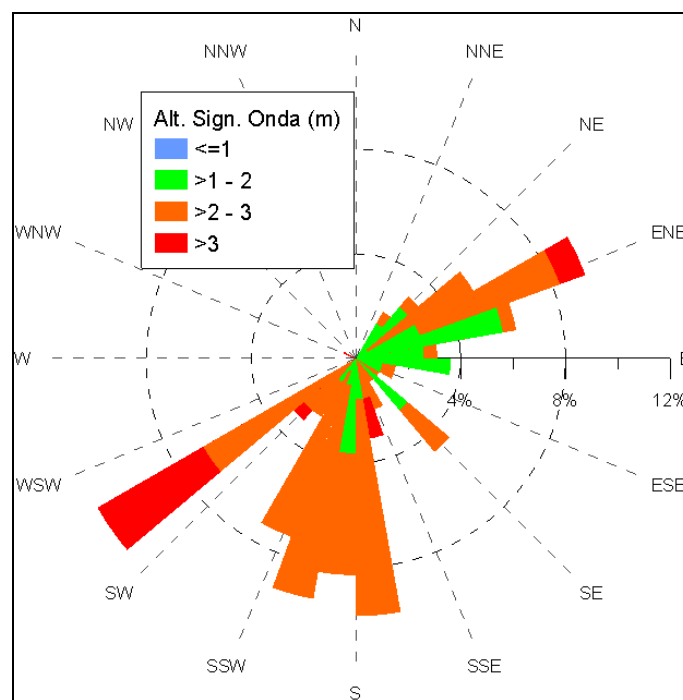
Fonte: MsExcell o Dell Statistica 13.2

Os resultados de altura máxima de ondas são concordantes com o indicado por Pianca, Mazzini e Siegle (2010). Os autores encontraram para o clima de ondas ao longo da costa brasileira, apontando para o setor Central, posição W3 (19° S 36.25° W) ondas com alturas máximas de 4,3m (verão), 4,4m (outono), 4,9m (inverno) e 4,0m (primavera). Dias da Silva (2013) aponta que os eventos extremos de ventos e ondas ocorrem com maior frequência no outono e no inverno, análogo ao que ocorre na região do Espírito Santo. O mesmo é observado com os eventos extremos na Baía de Campos, sendo constatado que as maiores ondulações que atingem a região ocorrem principalmente no inverno e outono (CAMPOS, 2009).

Os resultados apresentados no Quadro III também corroboram ao observado por Piumbini (2009) para o padrão extremo da altura significativa das ondas ao longo da região marítima adjacente ao Espírito Santo, com ondas entre 2,2m e 5,3m, sendo mais preponderantes às de 2,9m. Ainda evidencia uma forte correlação das Hs extremas às direções de SW com 33,7% das ocorrências, seguida das de SE-S.

A figura 14 apresenta a roseta direcional para as condições de tempestade. As maiores alturas significativas de ondas estão associadas às tempestades de direção SW. No entanto, há ocorrência de tempestades das direções Su-Sudoeste (SSW), Sul (S), Sudeste (SE) e Leste-Sudeste (ESE). Estas últimas possivelmente associadas às condições extremas de ventos de "tempo bom" provenientes do ASAS, também identificadas para a Bacia de Campos no trabalho de Campos (2009) como potenciais geradoras de ondas acima de 3,0m.

Figura 14: Histograma Direcional de Altura Significativa de Ondas (Hs) durante as tempestades identificadas.

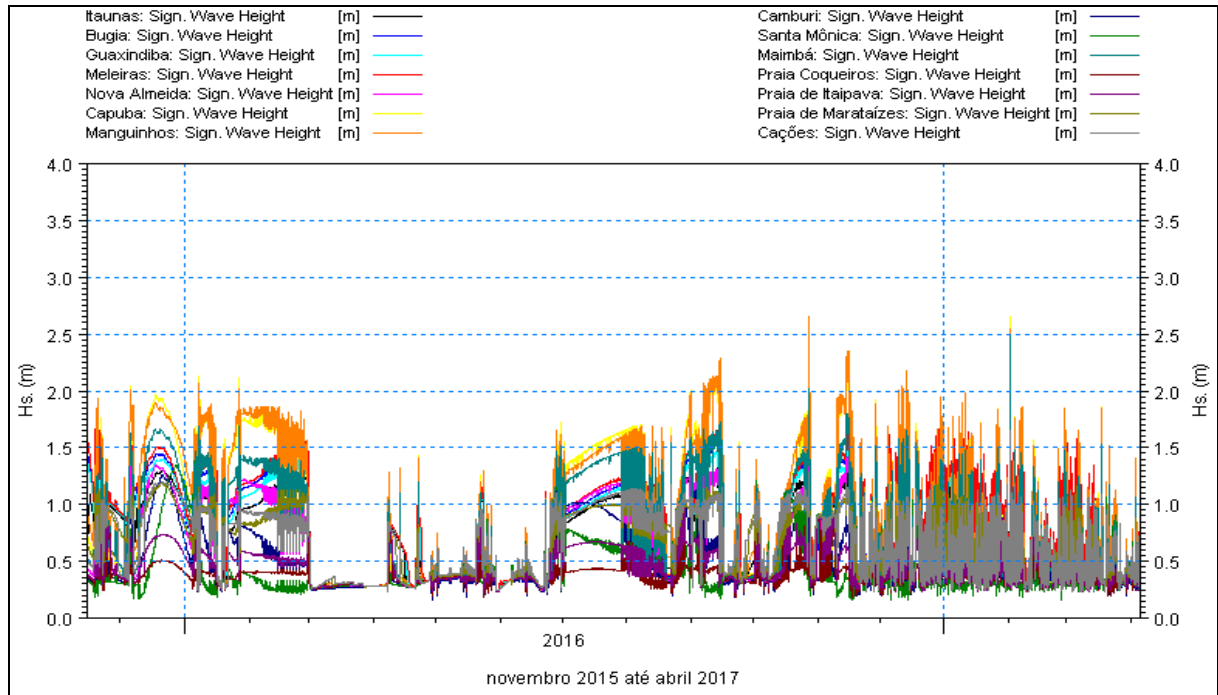


Fonte: Grapher 8.

As figuras 15 e 16 mostram respectivamente os resultados para altura significativa e altura máxima de ondas de acordo com simulações para águas rasas durante todo o período analisado. Os dados de saída consideram cada uma das 14 posições de interesse no litoral do ES, já indicadas na Figura 1. De uma forma geral as posições Manguihos e Capuba

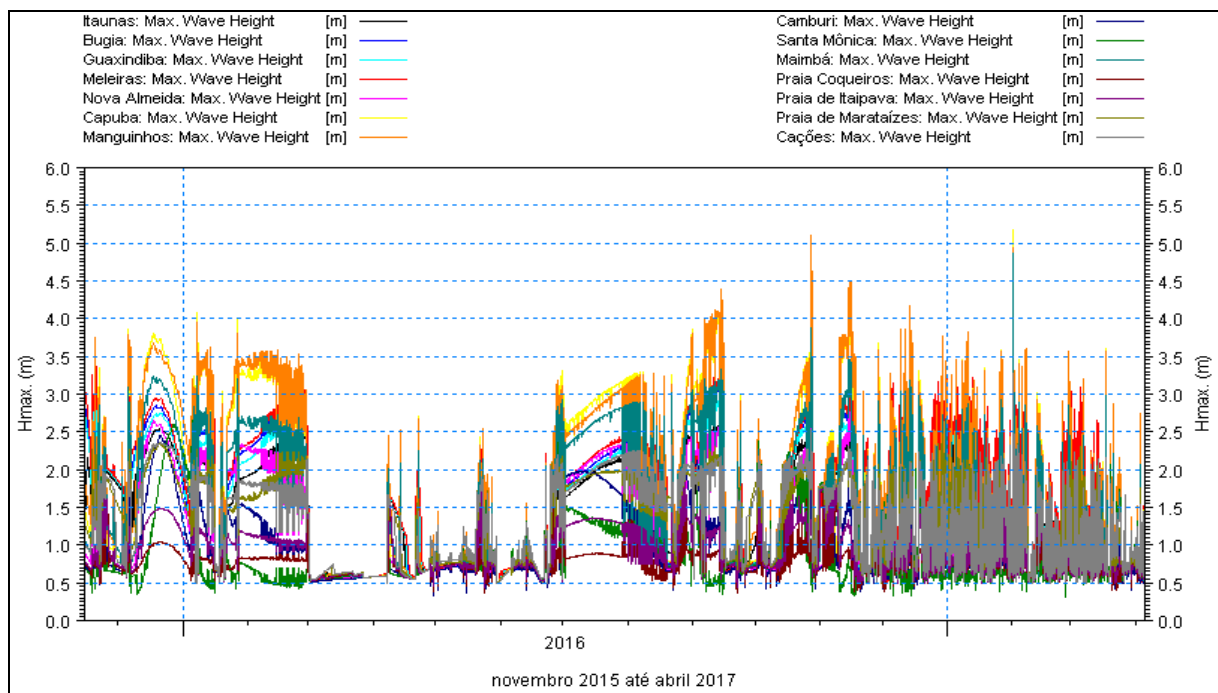
apresentaram as maiores alturas significativas e máximas de ondas ao longo do período. Já as posições Santa Mônica e Coqueiros as menores.

Figura 15: Série temporal da altura significativa de ondas (H_s) para as posições de interesse no ES.



Fonte: Modelo Mike 21.

Figura 16: Série temporal da altura máxima de ondas (H_{max}) para as posições de interesse no ES

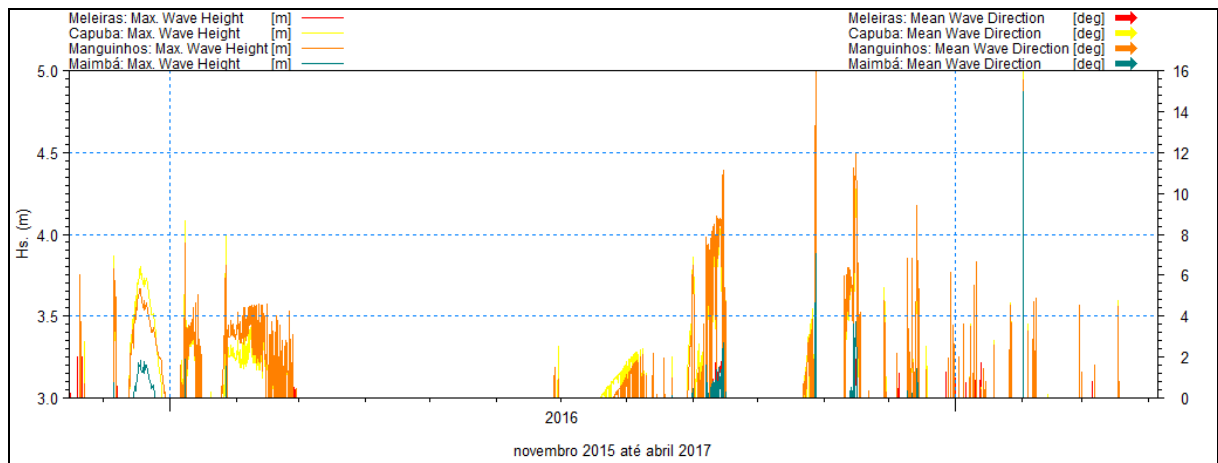


Fonte: Modelo Mike 21

Além disso, a figura 15 ainda indica que ao longo do período analisado as ondas só ultrapassaram o limiar de Hs 2,5m junto às praias de Manguinhos, Capuba e Maimbá, notadamente em novembro de 2016 sob condições de ondas de "tempo bom" provenientes de ENE (leste nordeste).

Já a figura 17 apresenta os resultados para altura máxima de ondas e para tal variável o limite de Hmax. maior que 3,0m foi ultrapassado basicamente em todos os meses do intervalo (excetuando março, abril e maio de 2016) notadamente nas posições Manguinhos (laranja), Meleiras (vermelho), Capuba (amarelo) e Maimbá (oliva). Neste sentido, uma análise mais detalhada indica que nas quatro posições destacadas, para Hmax. superiores a 3,0m as direções de onda correspondentes são notadamente do quadrante Leste-Nordeste, o que indica que as condições severas associadas aos ventos de "bom tempo" gerados pelo ASAS viabilizam vagas capazes de atingir a linha de costa com alturas máximas superiores aos 3,0m, conforme já mostrado por Pinho (2003).

Figura 17: Série temporal destacando alturas máximas de ondas superiores a 3m e direção média de ondas para as posições: Manguinhos, Meleiras, Capuba e Maimbá.



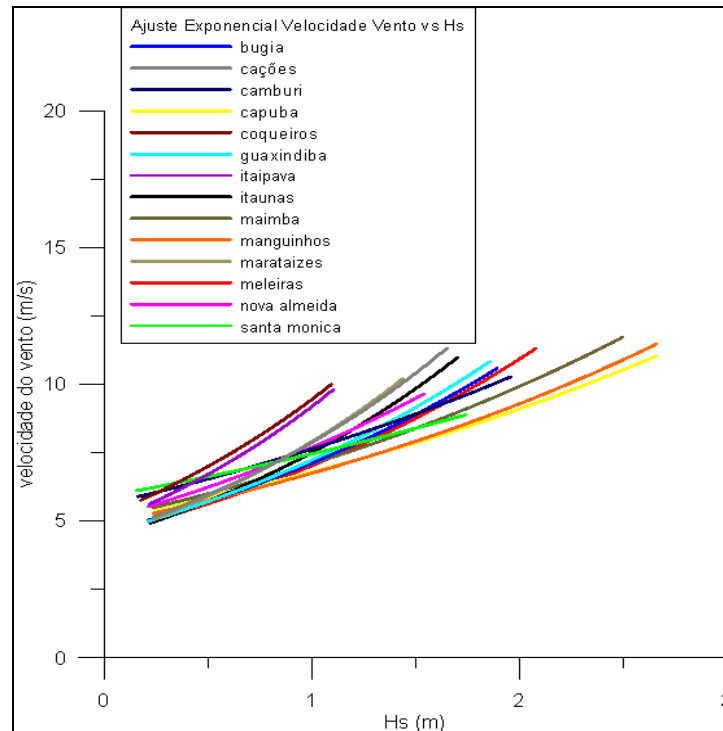
Fonte: Modelo Mike 21

Considerando a participação dos ventos na determinação das ondas para o litoral do ES, os gráficos das figuras 18 e 19 apontam as curvas de ajuste para velocidade do vento vs altura significativa e direção do vento vs altura significativa.

Não é surpresa que maiores velocidades de ventos geram ondas (vagas ou marulhos) com maiores alturas. Pinho (2003) e Campos (2009) já apontam esta correlação sobretudo durante a ação do centro de alta pressão do Atlântico Sul (ASAS). A figura 18 mostra que as

praias de Manguinhos e Capuba tendem a apresentar o maior desenvolvimento de alturas de ondas (Hs) em função da velocidade dos ventos.

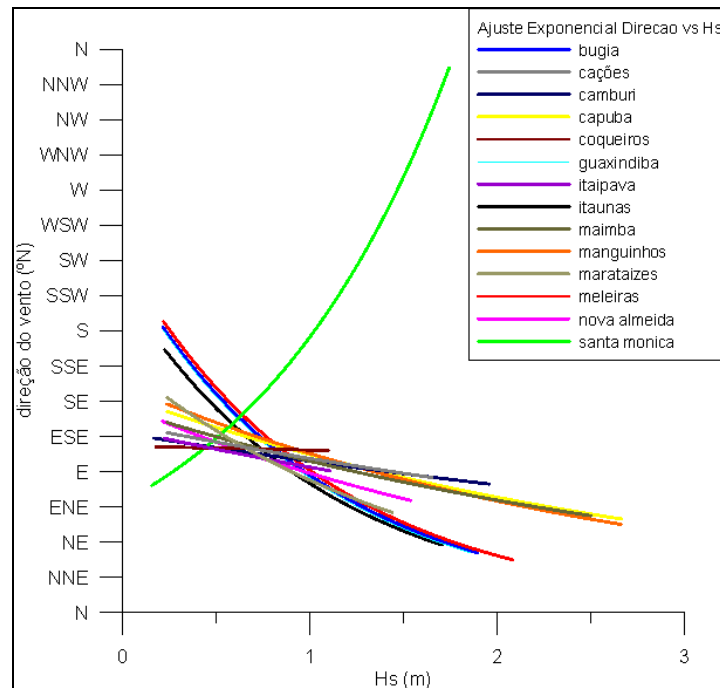
Figura 18: Velocidade do Vento vs Altura Significativa de Ondas.



Fonte: Dados do PNBOIA e MS Excell

Em relação ao ajuste de Hs com a direção dos ventos costeiros a figura 19 indica que as maiores alturas significativas de ondas estão ajustadas às direções entre SE e NE, notadamente nas posições Manguinhos, Capuba e Maimbá enquanto há uma tendência geral de os ventos entre Sul e Sudoeste promoverem as menores alturas significativas nas posições Bugia, Meleiras e Itaunas.

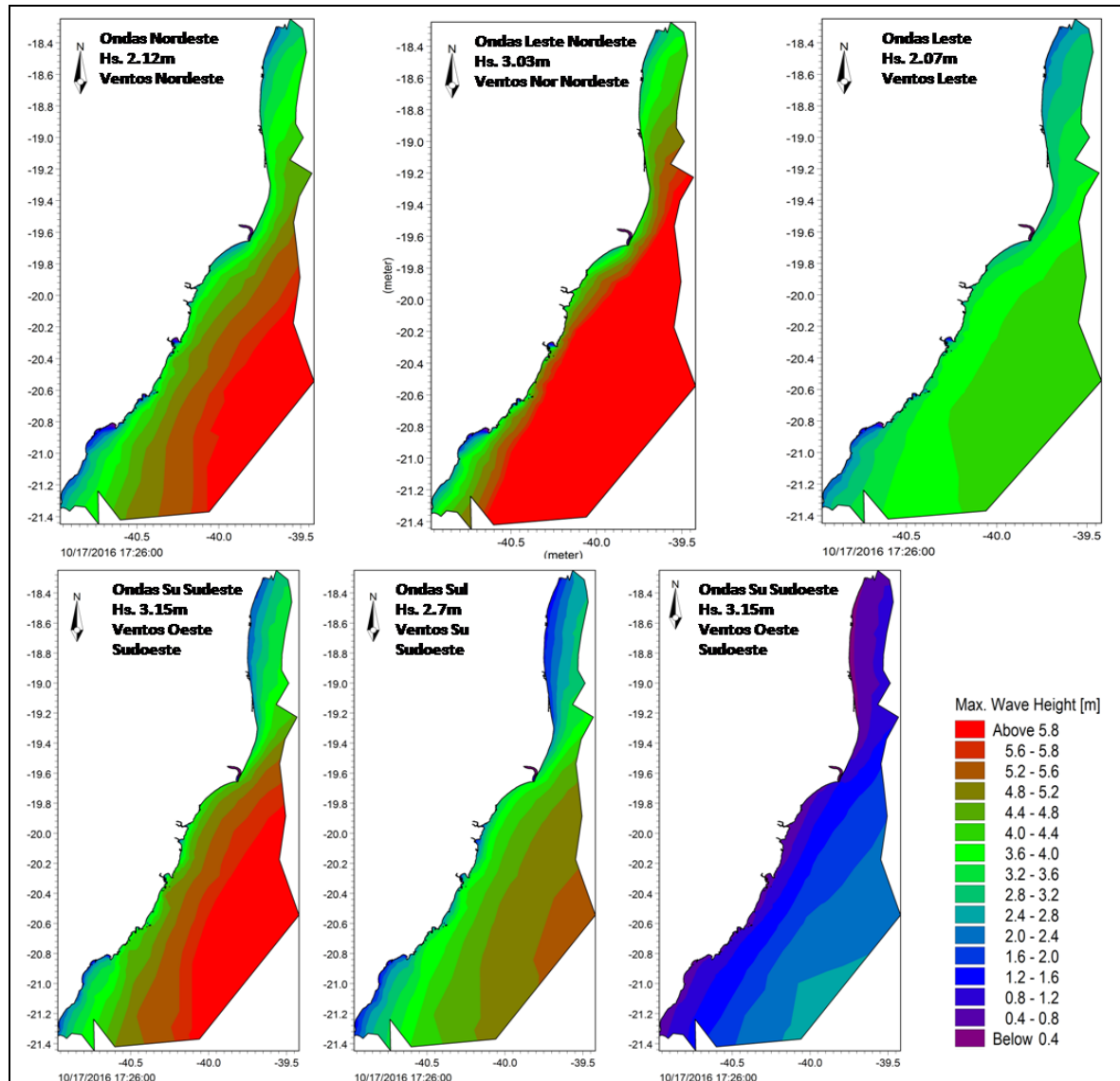
Figura 19: Direção do Vento vs Altura Significativa das Ondas.



Fonte: Dados do PNBOIA e MS Excell

Com o intuito de estimar a participação das ondas de maior energia na erosão de determinados segmentos desta costa, foram simuladas as seis ondas com maiores alturas significativas representativas de diferentes direções e eventos de tempestade durante o período de análise. A figura 20 expõe o momento ápice de incidência das ondas neste litoral. Para cada simulação foi extraída a Hmax. das ondas para os 14 pontos (Figura 21) que apresentam tendência erosiva na área de estudo. Na costa, as ondulações de maior energia são predominantes de Leste-Nordeste (ENE), Nordeste (NE) e Leste (E), e a de menor intensidade é proveniente do setor Sudoeste (SW). Estes resultados são concordantes com Piumbini (2009) e Albino, Paiva e Machado (2001) no que diz respeito às direções de maior representatividade, para qual 26,63% do total de ocorrências são provenientes do setor NE, e de menor relevância destaca-se as ondas provenientes do quadrante SW.

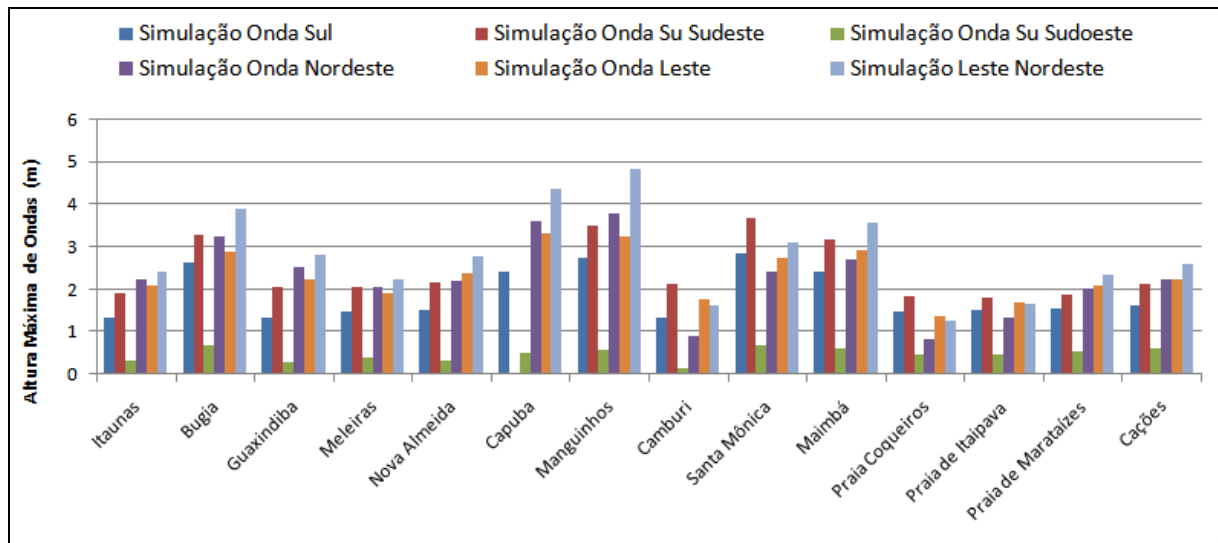
Figura 20: Ápice de Hmax. nas simulações multidirecionais para águas rasas na costa do ES.



Fonte: Modelo Mike21.

A figura 21 indica que as ondas de maior energia são provenientes do quadrante Leste-Nordeste (ENE), Nordeste (NE) e Leste (E), onde há nítida exposição da maioria (Itaúnas, Bugia, Guaxindiba, Meleiras, Nova Almeida, Capuba, Manguinhos, Maimbá, Marataízes e Cações) das praias em erosão neste litoral. As praias de Camburi, Santa Mônica, Coqueiros e Itaipava, no entanto, apresentam exposição majoritária às tempestades de Su-Sudeste (SSE).

Figura 21: Alturas máximas de ondas simuladas para cada uma das 14 posições ao longo do litoral do ES por espectro direcional.



Fonte: MsExcell o Dell Statistica 13.2

Os padrões de ventos dominantes geram ondas provenientes de dois setores principais NE-E e SE-E, onde as posições selecionadas estão mais expostas às ondulações do primeiro quadrante. De modo geral, segundo Albino, Girardi e Nascimento (2006) as praias de Camburi, Santa Mônica, Maimbá, Coqueiros e Itaipava apresentam-se direcionadas para S-SE, o que confirma a maior exposição das mesmas frente às ondulações provenientes destas direções.

Figura 22: Praia de Marataízes.



Fonte: TV Gazeta.

Figura 23: Praia Meaípe, nas proximidades da posição Maimbá.



Fonte: Foto Rafael Barros (CBN Vitoria).

5. CONCLUSÃO

As principais áreas do litoral do ES sujeitas à erosão foram identificadas no trabalho de Albino, Girardi e Nascimento (2006), Albino, Paiva e Machado (2001) e Muehe (2011) que sustentam que os condicionantes para a erosão costeira no litoral do ES estão mais associados à ocupação das faixas de praia (Figuras 22 e 23) e aos usos e intervenções na linha de costa do que propriamente aos forçantes naturais. Estes últimos foram o foco deste trabalho, especificamente no que diz respeito à participação das ondas e ventos na composição do cenário de erosão em 14 pontos identificados ao longo da área de estudo. As condições de tempestade, também indicadas como Mau Tempo por Nogueira (2014) são aquelas aonde as maiores alturas significativas de ondas são identificadas tanto nos modelos como o Wave Watch III quanto nos dados observados. No período de um ano e meio (Nov/2015 a Abr/2017), de forma diferencial e aproveitando a disponibilidade de dados observados no contexto do programa PNBOIA foram identificados 6 eventos de tempestade associados à passagem de sistemas ciclônicos frontais. As características médias são de eventos com alturas máximas de onda de 4,62m, períodos de 9s e direção Su-Sudeste (SSE). Os ventos sopram de SSE com velocidades médias de 9 m/s.

A capacidade dos eventos de tempestade (sobretudo com ondas e ventos entre S e SW) em direcionar alta energia para o litoral esbarra na orientação geral e específica das praias em

processo erosivo. Neste sentido, as praias de Capuba e Manguinhos tornam-se às mais expostas às condições gerais. No entanto, verificou-se com clareza que as condições de ventos fortes de NE e ENE direcionam elevada energia para a maioria das praias. Esta condição, chamada de “condições severas de bom tempo” por Pinho (2003), induzem a maior parte da energia de ondas para o litoral do ES e aparenta ser a responsável por processos erosivos em áreas já fragilizadas do litoral em questão.

Quando se consideram então as maiores alturas significativas que chegam às posições selecionadas no litoral as mesmas estão associadas às condições identificadas como "Bom Tempo" desde que haja ventos fortes do quadrante nordeste (NE) gerando vagas de nor-nordeste (NNE) ou ainda sob condições de ondas de sudeste (SE), ou Mau Tempo de SE (PARENTE, 1999; PINHO 2003), associadas à condição pós-frontal quando as tempestades de sudoeste (SW) se afastam do litoral, inflexionadas para leste e as ondas passam a ser mais influenciadas pelo posicionamento de anticiclones extratropicais reorientando a entrada de ondas e de ventos para a direção Sudeste.

Fica claro que a complexidade dos sistemas geradores de ondas para o litoral do ES, sobretudo, mas não apenas, nas áreas em que ocorre erosão costeira, deve passar obrigatoriamente pelo melhor entendimento do posicionamento e trajetória dos sistemas de alta e baixa pressão atmosférica no Atlântico Sul e principalmente observando em particular a linha de costa no que tange a altura significativa e os ângulos de incidência das ondas. Propostas de intervenção para a defesa do litoral devem observar as condições particularizadas na costa uma vez que dados de modelos regionais ou de bóias oceânicas em posições fora da área de interesse podem induzir decisões imprecisas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARTHUR, R. S. **Wave forecasting and hindcasting**. Scripps Institution Of Oceanography La Jolla Calif, Universidade da Califórnia, 1951. Disponível em: <https://icce-ojs-tamu.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewFile/911/008_Arthur>. Acesso em: 20 de março de 2018

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, 1998. p.135-150.

ALBINO, J. **Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES**. 189 p. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1999. Disponível em: doi 10.11606/T.44.1999.tde-04112015-153554

ALBINO, J.; PAIVA, D. S.; MACHADO, G. M. V. Geomorfologia, Tipologia, Vulnerabilidade Erosiva e Ocupação Urbana das Praias do Litoral do Espírito Santo, Brasil. **Revista Geografares**, v. 2, n. 2, 2001. p. 63-69.

ALBINO, J.; VALE, C. C.; GOMES, R. C. **Modelagem, monitoramento, erosão e ocupação costeira: descrição climática do litoral do Espírito Santo**. Vitória: Instituto do Milênio/RECOs, 2005.

ALBINO, J.; GIRARDI, G. E.; NASCIMENTO, K. A. Erosão e progradação do litoral do Espírito Santo. In: MUEHE, D. (Org). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, v.1, 2006. p. 226-264.

ALVES, J. H. G. M.; RIBEIRO, E. O.; MATHESON, G. S. G.; LIMA, J. A. M.; RIBEIRO, C. E. P. Reconstituição do clima de ondas no Sul-Sudeste brasileiro entre 1997 e 2005. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 3, 2009. p. 427-445.

ANGULO, J. R.; SOUZA, C. M. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 2, n.2, p. 01-32, 2014.

ARAI, M. A. Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

BRANCO, F. V. **Contribuições de swell gerado em tempestades distantes para o clima de ondas na costa brasileira**. 157 p. (Dissertação de Mestrado), Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2005. Disponível em: <http://www.dominiopublico.gov.br/pesquisa/DetalheObraForm.do?select_action=&co_obra=91042>. Acesso em: 24 de janeiro de 2017.

BACKER, T. F. Absolute sea-level measurements, climate change and vertical crustal movements. **Global e Planetary Change**, v. 8, n. 3, p. 149-159 1993. Disponível em: doi.org/10.1016/0921-8181(93)90022-G

BIRD, E. C. F. Recent changes on the world's sandy shorelines. In: BIRD, E.C.F & KOIKE, K. (eds). **Coastal dynamics and scientific sites**. Japan: Department of Geography, Kowazawa University, 1981. p. 05-30.

BRUUN, P. **Sea-level rise as a cause of shore erosion**. American Society of Civil Engineers. Proceeding journal Waterways and Harbor Division. v. 88, n. 1, 1962. p.117-130.

BULHÕES, E. Condições Morfodinâmicas Associadas a Afogamentos. Contribuição à Segurança nas Praias Oceânicas da Cidade do Rio de Janeiro. **Sociedade & Natureza**, v. 1, n. 1, 2010. p. 121-140.

BULHÕES, E.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T.B. Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010. **Revista de Geografia da UFPE**, v. 27, n. 2, 2010. p. 15-29.

BULHOES, E. **Exposição de Praias, Clima de Ondas e Processos Físicos em Praias de Enseada: Exemplos e Aplicações em Armação dos Búzios, Rio de Janeiro, Brasil**. 230 p. (Tese de Doutorado), Programa de Pós Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 2011.

BULHÕES, E. M. R.; FERNANDEZ, G. B.; OLIVEIRA, S. R.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. Impactos Costeiros Induzidos por Ondas de Tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5, n. 2, 2014. p. 155-165.

CANDELLA, R. N. **Estudo de casos de ondas no Atlântico Sul através de modelagem numérica**. 93 p. (Dissertação de Mestrado), Pós Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1997.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil**. Ed. 1. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CAMPOS, R. M. **Análise dos extremos de onda no Rio de Janeiro Associados a Ciclones Extratropicais no Atlântico Sul**. 272 p. (Dissertação de Mestrado), Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2009.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte da Bahia, Município do**

Conde. 247 p. (Tese Doutorado), Geologia Costeira e Sedimentar, Universidade Federal da Bahia, 2008.

CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO JR, E. Morfodinâmica praias: uma breve revisão. **Revista brasileira de oceanografia**, v. 51, n. único, 2003. p. 63-78.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas: Uma introdução à geografia física.** 7ª Ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. **Coastal Processes with Engineering Applications.** United Kingdom: Cambridge University Press, 2002.

DIAS DA SILVA, P. E. **Caracterização do padrão de ondas na costa do Brasil por meio de modelagem numérica.** 231 p. (Dissertação de Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, INPE, 2013.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S.; MARTIN L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco, Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, 1981. p. 227-237.

FERNANDEZ, G. B.; MALUF, F.; BULHÕES, E. M. R., ROCHA, T. B.; PEREIRA, T. G.; OLIVEIRA, S. R. Impactos Morfológicos e Resiliência das Praias do Litoral do Rio de Janeiro: Referência Especial à Morfodinâmica Praia. In: PAULA, D. P.; DIAS, J. A. (Eds.) **Ressacas do Mar/Temporais e Gestão Costeira.** Fortaleza: Editora Premium, 2015.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. D. R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 501-509, 2007.

GARRISON, T. **Fundamentos de oceanografia.** 4 Ed. São Paulo: Cengage Learning, 2010.

HALLERMEIER, R. J. A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate. **Coastal Engineering**, v. 4, p. 253-277, 1981. doi: 10.1016/0378-3839(80)90022-8

HOMSI, A. Wave climate in some zones of the Brazilian coast. **Coastal Engineering Proceedings**, v. 16, p. 114-133, 1978. doi: 10.9753/icce.v16.%25p

JOHNSON, D. W. **Shore Processes and Shoreline Development.** London: John Wiley & Sons, Inc., 1919.

JACKSON, D. W. T.; COOPER, J. A. G.; DEL RIO, L. Geological Control of Beach Morphodynamic State. **Marine Geology**, v. 216, p. 297-314, 2005.

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. 2 ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1976.

KLUMB-OLIVEIRA, L. A. **Variabilidade interanual do clima de ondas e tempestades e seus impactos sobre a morfodinâmica de praias do litoral sudeste do estado do Rio de Janeiro**. 105 p. (Tese de Doutorado), Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2015. Disponível em: <http://objdig.ufrj.br/16/teses/831772.pdf>

MAHIQUES, M. M.; TESSLER, M. G.; FURTADO, V. V. Characterization of Energy Gradient in Enclosed Bays of Ubatuba Region, South-Eastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 47, n. 4, p. 431-446, 1998.

MONTEIRO, C. A. F. Clima. In: IBGE (Org.). **Geografia do Brasil, Grande Região Sul**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1949.

MARTINS, L. R.; TABAJARA, L. L.; FERREIRA, E. R. Linha de Costa: problemas e estudos. **Gravel**, v. 4, n. 2, p. 40-56, 2004.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; AZEVEDO, A. E. G. **Evolução da Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das Flutuações do Nível do mar**. In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1984.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim do Instituto de Geociências - USP**, v. 0, n. 15, p. 1-186, 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; ARCHANJO, J. L. Coastal Quaternary Formations of the Southern Part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p. 389-404, 1996.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. **Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. Belo Horizonte: CPRM/FAPESP, 1997.

MAIA, G. O.; PINHEIRO, L. S. Eventos de alta energia e suas consequências na zona costeira do município de Aquiraz, estado do Ceará. **Arquivos Ciências do Mar**, v. 49, n. 1, p.

74-90, 2016. Disponível em: <<http://www.labomar.ufc.br/wp-content/uploads/2017/02/acm-2016-49-1-10.pdf>>.

MEIRELLES, S.; VIOLANTE-CARVALHO, N. Modelagem computacional da propagação de ondas superficiais no oceano: um subsídio para a compreensão dos fenômenos ópticos. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 29, n. 4, p. 555-563, 2007.

MUEHE D. Geomorfologia costeira. In: CUNHA S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. São Paulo: Bertrand Brasil, 1998.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p. 35-44, 2001.

MUEHE, D. Erosão e progradação no litoral brasileiro. 2 Ed. Brasília: MMA, 2006.

MUEHE, D. Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, v. 4, n. 7, 2008.

MUEHE, D. Erosão costeira: Tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio, Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, v. 11, n. 3, p. 315-325, 2011.

MOURA-FÉ, M. M. Barreiras: Série, Grupo ou Formação?. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 6, p. 1055-1061, 2014.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. **Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.

NOGUEIRA, I. C. M. **Caracterização do Clima de Ondas na Bacia do Espírito Santo através de Modelagem Numérica**. 145 p. (Dissertação de Mestrado), Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014. Disponível em: http://objdig.ufrj.br/60/teses/coppe_m/IzabelChristinaMartinsNogueira.pdf

NIMER, E. Climatologia do Brasil. 2 Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1984.

OLIVEIRA, S. R F. **Impactos Morfológicos em Praias Oceânicas associadas a Ondas de Tempestade: Exemplo do litoral centro-norte do Estado do Rio de Janeiro**. 146 p. (Tese

de Doutorado), Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal Fluminense, 2016.

PARENTE, C. E. **Uma Nova Técnica Espectral para Análise Direcional de Ondas**. 190 p. (Tese de Doutorado), Programa de Pós-graduação em Física, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1999.

PINHO, U. F. **Caracterização dos estados de mar na Baía de Campos**. 137 p. (Dissertação de Mestrado), Programa de Pós-graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003. Disponível em: <https://www.scribd.com/document/159250311/Caracterizacao-do-estado-de-mar-na-bacia-de-Campos-Pinho>

PIUMBINI, P. P. **Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo**. 122 p. (Dissertação de Mestrado), Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, 2009. Disponível em: http://portais4.ufes.br/posgrad/teses/tese_3683_Disserta%E7%E3o_Prussia_Pestana_AGO2009_versao1.pdf

PATERLINI, A. Z. **Reconstituição da Agitação Marítima no Litoral do Espírito Santo: Caso de Junho de 2006**. 75 p. (Monografia de Graduação), Departamento de Oceanografia, Universidade Federal do Espírito Santo, 2009.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 Reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 53-70, 2010.

PEREIRA, N. E. S.; KLUMB-OLIVEIRA, L. A. Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil). **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 15, n. 3, p. 353-370, 2015.

RANGEL-BUITRAGO, N.; ANFUSO, G. An application of Dolan and Davis (1992) classification to coastal storms in SW Spanish littoral. **Journal of Coastal Research**, v. 64, p. 1891-1895, 2011.

RIBEIRO, J. S. **Vulnerabilidade costeira em praias do norte do Espírito Santo e sul da Bahia**. 142 p. (Tese de Doutorado), Programa de Oceanografia, Universidade de São Paulo, 2014. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21136/tde-24032015-160955/pt-br.php>.

ROCHA, T. B. **Morfodinâmica Costeira e Gestão de Orla Marítima em Costa sob influência Fluvial: Borda Meridional do atual delta do Rio Paraíba do Sul (RJ)**. 158 p. (Dissertação de Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal Fluminense, 2009.

SASAKI, T. O. **Proceedings of Coastal Zone'80**, ASCE: 3197-3209, 1980.

SILVA, P. E. D. **Caracterização do padrão de ondas na costa do Brasil por meio de modelagem numérica**. 231 p. (Dissertação de Mestrado), Pós-Graduação em Meteorologia, INPE, 2013. Disponível em: <http://mtc-m16d.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m19/2013/03.12.16.55/doc/publicacao.pdf>.

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: BATISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p.175-218.

SOUZA, M. H. S. **Clima de Ondas ao Norte do Estado do Rio de Janeiro**. 181 p. (Dissertação de Mestrado), Coordenação dos Programas de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1988. Disponível em: https://books.google.com.br/books/about/Clima_de_ondas_ao_norte_do_estado_do_Rio.html?id=Fw9PHAAACAAJ&redir_esc=y

SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos, (2005).

SOUZA, T. A.; BULHÔES, E. M. R.; AMORIM, I. B. S. Ondas de tempestade na costa Norte Fluminense. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 6, n. 2, p. 10-17, 2015.

SOARES, S. B.; CHACALTANA, J. T. A. Refração e difração de ondas em regiões costeiras. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternários, IX, Recife, 2003. **Anais**. Recife: Abequa, 2003, p. 1-4.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; ÂNGULO, R. J.; CARVALHO, A. M.; CORRÊA, I. C. S.; TOMAZELLI, L. J.; WILLWOCK, J. A.; VITAL, H. Paleoníveis do mar e paleoníveis de costa. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E.; **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 114-127.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher. LTDA, 2003.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Y. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, v. 17, p. 11-23, 2005.

TOLDO JR. E. E.; DILLENBURG, S. R.; CUNHA, L. O. B. P.; ALMEIDA, L. E. S. B.; TABAJARA, J. L.; MARTINS, R. R. Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. **Pesquisas em Geociências**, v. 20, n. 1, p. 27-32, 1993.

VILAS BÔAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p.417-427, 2001.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. In: BECKER, F. G.; RAMOS, R. A.; MOURA, L. A. **Biodiversidade**. Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planície costeira do Rio Grande do Sul. Brasília: MMA, 2007. p. 20-33.

YOU, Z. J.; LORD, D. Influence of the El-Niño-Southern Oscillation on NSW Coastal Storm Severity. **Journal of Coastal Research**, v. 24, n. 4, p. 203-207, 2008.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 93-118, 1984.

ZEE - Zoneamento Ecológico Econômico Do Estado Do Espírito Santo (ZEE-ES). **Relatório III - Diagnóstico Geobiofísico e Carta Temática de Vulnerabilidade Natural**. Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Espírito Santo. Espírito Santo, 2010.